

Copyright ©

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Das Hochschulschrift darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtsinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

Copyright and Moral Rights for this thesis are retained by the author and/or other copyright owners. The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

Eine quantitative Analyse der Sedimentakkumulation und Massenbilanz ausgewählter Regionen im Ostatlantik

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

vorgelegt von
Emanuel Söding

Kiel
1998

Inhaltsverzeichnis:

| | |
|---|------------|
| Zusammenfassung | iii |
| 1 Einleitung | 1 |
| 2 Datenquellen und Bearbeitung..... | 3 |
| 2.1 <i>Rahmendaten für jede Rasterzelle des bearbeiteten Gebietes</i> | <i>4</i> |
| 2.2 <i>Rahmendaten zur Berechnung der Projektion.....</i> | <i>11</i> |
| 3 Erstellung gerasterter Datensätze der Untersuchungsgebiete..... | 25 |
| 3.1 <i>Benötigte Basisdaten</i> | <i>26</i> |
| 3.2 <i>Übersicht über die Rechenschritte</i> | <i>27</i> |
| 3.3 <i>Aufbereitung der Primärdaten unterschiedlicher Genauigkeit</i> | <i>28</i> |
| 3.4 <i>Ermittlung der Nachbarzellen.....</i> | <i>29</i> |
| 3.5 <i>Abschätzung der Oberflächenalter.....</i> | <i>29</i> |
| 3.6 <i>Interpolation der Schichtmassen</i> | <i>30</i> |
| 4 Anwendungen auf verschiedene Regionen des Ostatlantiks..... | 31 |
| 4.1 <i>Norwegen / GIN Region</i> | <i>32</i> |
| 4.2 <i>Biskaya / Porcupine Region</i> | <i>39</i> |
| 4.3 <i>Kanarische Region</i> | <i>45</i> |
| 4.4 <i>Kapverdische Region.....</i> | <i>50</i> |
| 4.5 <i>Sierra Leone Region.....</i> | <i>54</i> |
| 4.6 <i>Guineabecken Region.....</i> | <i>59</i> |
| 5 Diskussion | 63 |
| 5.1 <i>Norwegen / GIN Region</i> | <i>64</i> |
| 5.2 <i>Biskaya / Porcupine Region</i> | <i>65</i> |
| 5.3 <i>Westafrikanische Regionen</i> | <i>66</i> |
| 5.4 <i>Quantitative Betrachtungen.....</i> | <i>71</i> |
| 5.5 <i>Die Karbonatakkumulation</i> | <i>77</i> |
| 5.6 <i>Korrelationen terrigener Akkumulationsraten mit Liefergebieten</i> | <i>78</i> |

| | | |
|-----|--|----|
| 5.7 | Vergleich langfristiger Erosionsraten mit Daten heutiger Flüsse..... | 84 |
| 6 | Schlußfolgerungen..... | 88 |
| 7 | Literatur..... | 92 |
| 8 | Danksagung | 99 |

Anhang

Zusammenfassung

Um den global zu beobachtenden Anstieg der neogenen Akkumulationsraten zu erklären wurden sechs Gebiete des Ostatlantiks untersucht. Die betrachteten Regionen umfassen den östlichen Teil des Europäischen Nordmeeres, die Biskaya und die Porcupine Tiefsee-Ebenen, das Kanarische Becken, das Kapverdische Becken, das Sierra Leone Becken und das Guineabecken, sowie die dazugehörigen potentiellen Sedimentliefergebiete.

Das entwickelte Konzept erlaubt es, eine große Menge verschiedener Datenquellen miteinander zu verknüpfen, um ein komplettes Abbild der Sedimentbedeckung und der Krustenstruktur zu erhalten. Die dazu verwendeten Informationen umfassen unter anderem Auswertungen von über 80 DSDP- und ODP- Bohrungen der Regionen und seismischer Daten der ATLANTIS II, CONRAD und VEMA Ausfahrten vor Westafrika.

Durch Vergleiche der Einflüsse unterschiedlicher Faktoren auf die Massenverteilungen können regionale von globalen Ereignissen unterschieden und in ihrer Größenordnung interpretiert werden. Dabei zeigt sich in allen Regionen ein auffälliger Anstieg der Sedimentakkumulation im Neogen. Während dieser im östlichen Europäischen Nordmeer durch tektonische Ereignisse begründet werden kann, zeigen die übrigen Regionen keinen derartigen Einfluß. Sowohl in der Biskaya /Porcupine Region, wie in den westafrikanischen Gebieten, ist der neogene Anstieg der Sedimentakkumulation im wesentlichen auf klimatische Sekundäreffekte zurückzuführen. Dabei spielt die Erosion der Schelfgebiete durch stark wechselnde Meeresspiegelstände und eine verstärkte Wiederaufarbeitung von Sedimenten in der Tiefsee durch Bodenwasserströmungen, eine bedeutende Rolle. Der Einfluß regionaler tektonischer Ereignisse ist demgegenüber als gering einzuschätzen.

Die langfristigen Akkumulationsraten zeigen für die westafrikanischen Regionen und die Biskaya einen über das Känozoikum sehr guten Zusammenhang mit der Fläche der Liefergebiete und Schelfe. Dieser Zusammenhang wird in den unterschiedlichen Zeitintervallen verschieden stark von klimatischen Faktoren beeinflusst und überprägt, sodaß es nicht möglich ist, ohne deren genaue Kenntnis Schlüsse auf andere Gebiete zu ziehen.

Ein Vergleich der känozoischen Denudationsraten der Liefergebiete, mit heutigen Flußfrachten in diesen Regionen belegt, daß diese starken Schwankungen unterworfen waren. Daher muß es als zweifelhaft angesehen werden, daß diese Daten Rückschlüsse auf globale Zusammenhänge liefern können, ohne deren genaue Variabilität über unterschiedliche Zeitdimensionen zu kennen.

1 Einleitung

Die Raten, mit denen geologische Prozesse in der Natur ablaufen, gehören zu den wichtigsten Schlüsseln zum Verständnis der geologischen Geschichte unseres Planeten. Sie stellen eine wichtige Voraussetzung für die Abschätzung der Paläotopographie eines Gebietes dar, die wiederum essentiell für die Durchführung von Paläoklimamodellen ist. Ein Problem stellt dabei die im Pliozän und Quartär beobachtete starke Zunahme der Sedimentakkumulationsraten dar (Gilluly, 1949; Hay, 1994), für die verschiedene Erklärungsmöglichkeiten angeboten werden:

- 1) Tektonische Hebungen führen zu verstärkter Erosion und Sedimentzufuhr;
- 2) Die verstärkte klimatische Abkühlung im späten Neogen hat die globalen Verwitterungs- und Erosionsraten erhöht;
- 3) Die erhöhte Sedimentakkumulation ist Folge von Gletschererosion;
- 4) Klimatisch bedingte Meeresspiegeländerungen führten zur verstärkten Aufarbeitung der Schelfe;
- 5) Isostatische Ausgleichsbewegungen nach Abschmelzereignissen führen zu erhöhter Erosion auch in nicht eisbedeckten Gebieten.

In dieser Arbeit sind Gründe und Größenordnungen für verstärkte känozoische Sedimentakkumulationen anhand der Bearbeitung verschiedener Becken mit angrenzenden Liefergebieten im Ostatlantik ermittelt worden.

Für die Berechnung von Massenbilanzen regionaler Bereiche wird das zu untersuchende Gebiet üblicherweise mit einem regelmäßigen Raster überzogen, um mit den Daten, die für die jeweilige Rasterzelle bekannt sind, rechnen zu können. In jeder Rasterzelle müssen alle relevanten lokalen Informationen enthalten sein, die für die Rekonstruktion erforderlich sind. Diese Informationen stammen in der Regel aus einer Vielzahl unterschiedlicher Datenquellen, die zuvor miteinander verknüpft werden müssen.

Für das hier benutzte Modell wurden unter anderem Bohrlochdaten, lithologische Datensätze, Alters-/Teufen-Daten, Kompaktionskurven, Sedimentmächtigkeiten, topographische Informationen mit dem Ziel zusammengeführt, durch gerasterte Datensätze eine 4D Projektion der verwendeten Quelldaten in die zu berechnende Region zu erzeugen. Da die verschiedenen Quelldatentypen normalerweise sehr heterogen bezüglich der Datenformate,

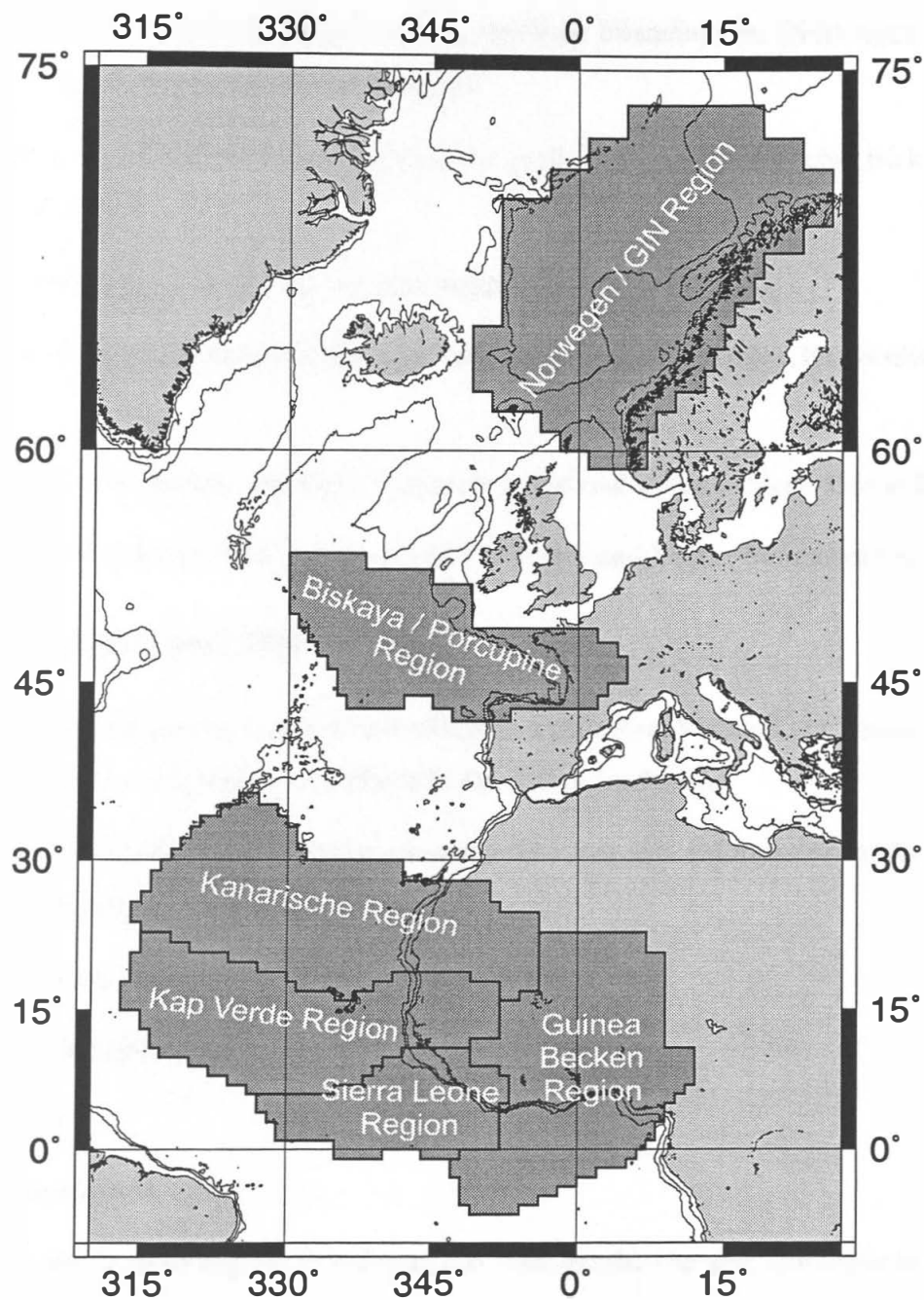


Abb. 1: Lage der Arbeitsgebiete (grau) im Ostatlantik mit den Landbereichen (hellgrau) und den 200 m und 2000 m Isobathen.

Altersmodelle und Bezeichnungen sind, ist eine Zusammenführung oft nicht einfach möglich, sondern erfordert eine genaue Kenntnis der Herkunft und Generierung der Datensätze.

Die hier vorliegende Untersuchung behandelt Tiefseebecken im Ostatlantik mit ihren angrenzenden Liefergebieten (Abb. 1). Dabei wurden Regionen aus unterschiedlichen geographischen Breiten gewählt, um die Ergebnisse unter anderem nach klimatischen Gesichtspunkten interpretieren zu können. Die Gebiete sind im einzelnen:

- das östliche Europäische Nordmeer und das westliche Skandinavien (Norwegen / GIN (Grönland-Island-Norwegische See) Region)
- Die Biskaya, das westeuropäische Becken und große Teile Südfrankreichs (Biskaya / Porcupine Region)
- Das Kanarische Becken und der südliche Atlas (Kanarische Region)
- Das kapverdischen Becken und das vom Senegal entwässerte Gebiet (Kapverdische Region)
- Das Sierra Leone Becken, mit dem Guinea Bergland und Liberia (Sierra Leone Region)
- Das Guineabecken, mit dem Einzugsgebiet von Niger und Volta (Guineabecken Region)

2 Datenquellen und Bearbeitung

Als Basis für die Berechnung von Rekonstruktionen wurde eine Vielzahl verschiedener Quellen verwendet und miteinander verknüpft. Die Daten umfassen:

Rahmendaten für jede Rasterzelle des bearbeiteten Gebietes, d.h. Informationen, die direkt jeder Rasterzelle zugeordnet werden können:

- Topographische und bathymetrische Informationen
- Sedimentmächtigkeiten
- Krustenalter
- Plattentektonische Lage

Rahmendaten zur Berechnung der Projektion, d.h. stratigraphische und lithologische Informationen, die in die Rasterzellen projiziert werden, bzw. für die Projektion von Bedeutung sind. Dies sind:

- Stratigraphische Angaben
- Lithologische Einstufungen
- Kompaktionskurven
- Meeresspiegelkurven
- Zeitskalen

Die Herkunft der Datensätze und eventuelle Modifikationen werden in den folgenden Abschnitten im Detail erläutert.

2.1 Rahmendaten für jede Rasterzelle des bearbeiteten Gebietes

2.1.1 Topographie und Bathymetrie

Als Quelle für topographische Informationen wurde der ETOPO5 Datensatz verwendet, der vom National Geophysical Data Center (NGDC) in Boulder (Colorado) erhältlich ist. Dieser Datensatz enthält sowohl topographische, wie auch bathymetrische Daten und deckt die gesamte Erde mit einer Auflösung von 5 x 5' ab. Die dort zusammengefaßten Daten stammen aus verschiedenen Quellen:

Ozeangebiete: U.S. Naval Oceanographic Office; U.S.A.;

Westeuropa, Japan/Korea: U.S. Defense Mapping Agency;

Gerasterte Datensätze sind im allgemeinen numerische Matrizen, für die eine regelmäßige Auflösung angegeben wird. ETOPO5 spannt folglich eine Matrix auf, die 2160 x 4320 topographische Höhenwerte enthält, nicht aber die Lokation, da diese aus der Lage des Punktes in der Matrix, bei bekanntem Ursprung, berechnet werden kann. Bei Daten, die auf eine solche Weise angegeben sind, ist zu beachten, daß die Lage und Wert der Punkte, an denen der Wert abgegriffen wurde, vielfach auf unterschiedliche Weisen angegeben wird. ETOPO5 gibt die Höhenlage in der Mitte der jeweiligen 5 x 5' Rasterzelle an, d.h. es wurde nicht über die Zellenfläche gemittelt. Daher besteht über die durchschnittliche Höhe einer Rasterzelle eine gewisse Unsicherheit. Eine weitere Unsicherheit, die nicht dokumentiert ist, besteht in der Lage des Ursprunges, der in der Dokumentation von ETOPO5 mit 0° 0' bezeichnet ist. Leider wird nicht eindeutig angegeben, ob es sich dabei um den Mittelpunkt oder um eine Ecke einer Rasterzelle handelt. Da aber für den Nordpol für alle Breiten derselbe Höhenwert angegeben wird, wird hier davon ausgegangen, daß es sich beim Ursprung um den Zellmittelpunkt handelt.

Interessanterweise lassen sich im marinen Bereich der meisten hypsographischen Kurven (s. Abb. 19, 21, 25, 29, 33, 37, 41) leichte zyklische Verflachungen in 200 und 500 m Intervallen feststellen. Diese sind wahrscheinlich ein Artefakt der ETOPO5 Quelldaten, die zum Teil aus Seekarten abgegriffen wurden. Die Zyklen reflektieren vermutlich die Isobathen dieser Karten, und zeigen deutlich die interpretativen Grenzen des Datenmaterials auf. Für

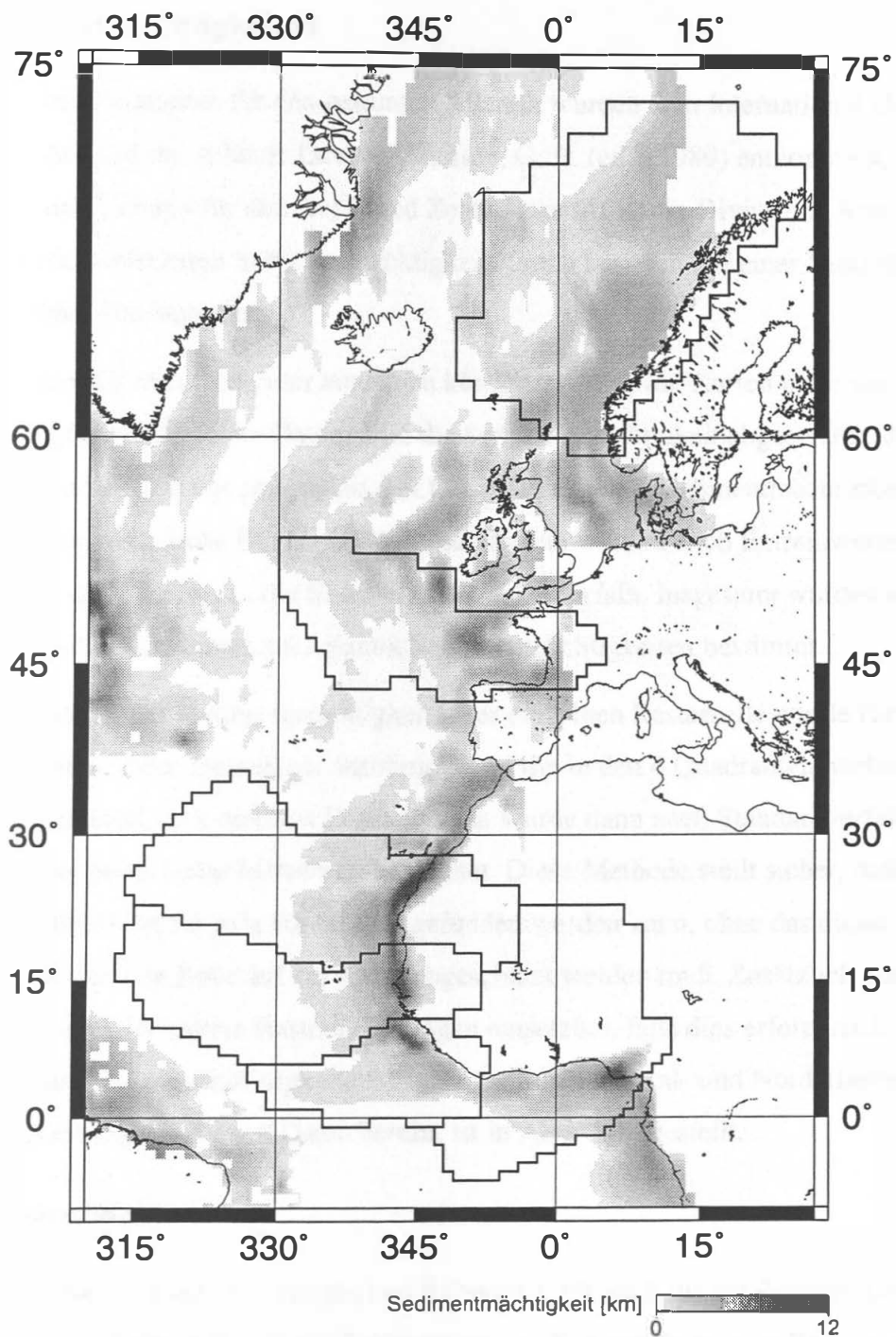


Abb. 2: Sedimentmächtigkeiten im Ostatlantik.

Landgebiete standen vermutlich genauere topographische Informationen zur Verfügung, sodaß eine Zyklizität in diesem Maßstab keine Rolle spielt.

Für die hier vorliegende Arbeit wurde mit einer Auflösung von $1 \times 1^\circ$ gearbeitet. Daher wurden die Daten des ETOPO5 Datensatzes über die jeweilige Rasterzelle aus jeweils 144 ETOPO5 Zellen gemittelt und so in die benötigte Auflösung umgerechnet. Auf diese Weise kann für jede Rasterzelle eine realistische mittlere topographische Höhe berechnet werden.

2.1.2 Sedimentmächtigkeiten

Die Sedimentmächtigkeiten für den gesamten Atlantik wurden dem International Geological - Geophysical Atlas of the Atlantic Ocean (Udintsev, G. B. (ed.), 1989) entnommen. Die dort von Tucholke und Uchupy für den Nord- und Zentralatlantik, sowie Divins und Rabinowitz für den Südatlantik publizierten Sedimentmächtigkeitskarten basieren auf einer Vielzahl unterschiedlicher Datenquellen.

Um diese Daten auf dem Computer nutzen zu können, wurden die Karten mit einem $1 \times 1^\circ$ Raster überzogen und für jeden Datenpunkt die Sedimentmächtigkeit abgeschätzt. Jeder Punkt wurde dann in eine Liste mit geographischer Länge, Breite und Sedimentmächtigkeit eingetragen. Um zusätzliche Details auflösen zu können, wurden auch Extremwerte, wie lokale Minima und Maxima in der Sedimentmächtigkeit erfaßt. Insgesamt wurden auf diese Weise für ca. 5700 Lokationen im Atlantik Sedimentmächtigkeiten bestimmt.

Für die Berechnung der Sedimentmächtigkeit jeder einzelnen Rasterzelle wurde für eine gegebene Lokation diese Datenbasis durchsucht und die in den 4 Quadranten nächstgelegenen Datenpunkte ermittelt. Aus diesen 4 Datenpunkten wurde dann nach Standardverfahren ein nach Entfernung gewichteter Mittelwert berechnet. Diese Methode stellt sicher, daß ein realistischer Mittelwert für jede Rasterzelle gefunden werden kann, ohne daß dieser direkt vom Bearbeiter für jede Zelle auf der Karte abgeschätzt werden muß. Zusätzlich sind diese Daten flexibel auch für andere Rasterauflösungen einsetzbar, falls dies erforderlich ist. Eine Karte der Gesamtsedimentmächtigkeiten für den östlichen Zentral- und Nordatlantik, die auf den aus den Karten gewonnenen Daten beruht, ist in Abb. 2 dargestellt.

2.1.3 Krustenalter

Sowohl für die Berechnung der thermischen Subsidenz, als auch für die Bestimmung der Stratigraphie jeder Rasterzelle, ist die Bestimmung des Krustenalters jeder Zelle von zentraler Bedeutung. Die Krustenalter von Zellen mit ozeanischer Kruste basieren auf Interpolation mit den magnetischen Lineationen im Atlantik (Abb. 3). Eine Übersicht über die Magnetlineationen ist als Karte von Cande et al. (1989) publiziert. Diese Karte wurde von Greg Cole vom Los Alamos National Laboratory digitalisiert und z.T. aktualisiert und ist in dieser Form beim National Geophysical Data Center (NGDC, Boulder/CO) erhältlich. Dabei sind die Lineationen mit Alter, geographischer Länge und Breite als Polygonlinienzüge gespeichert.

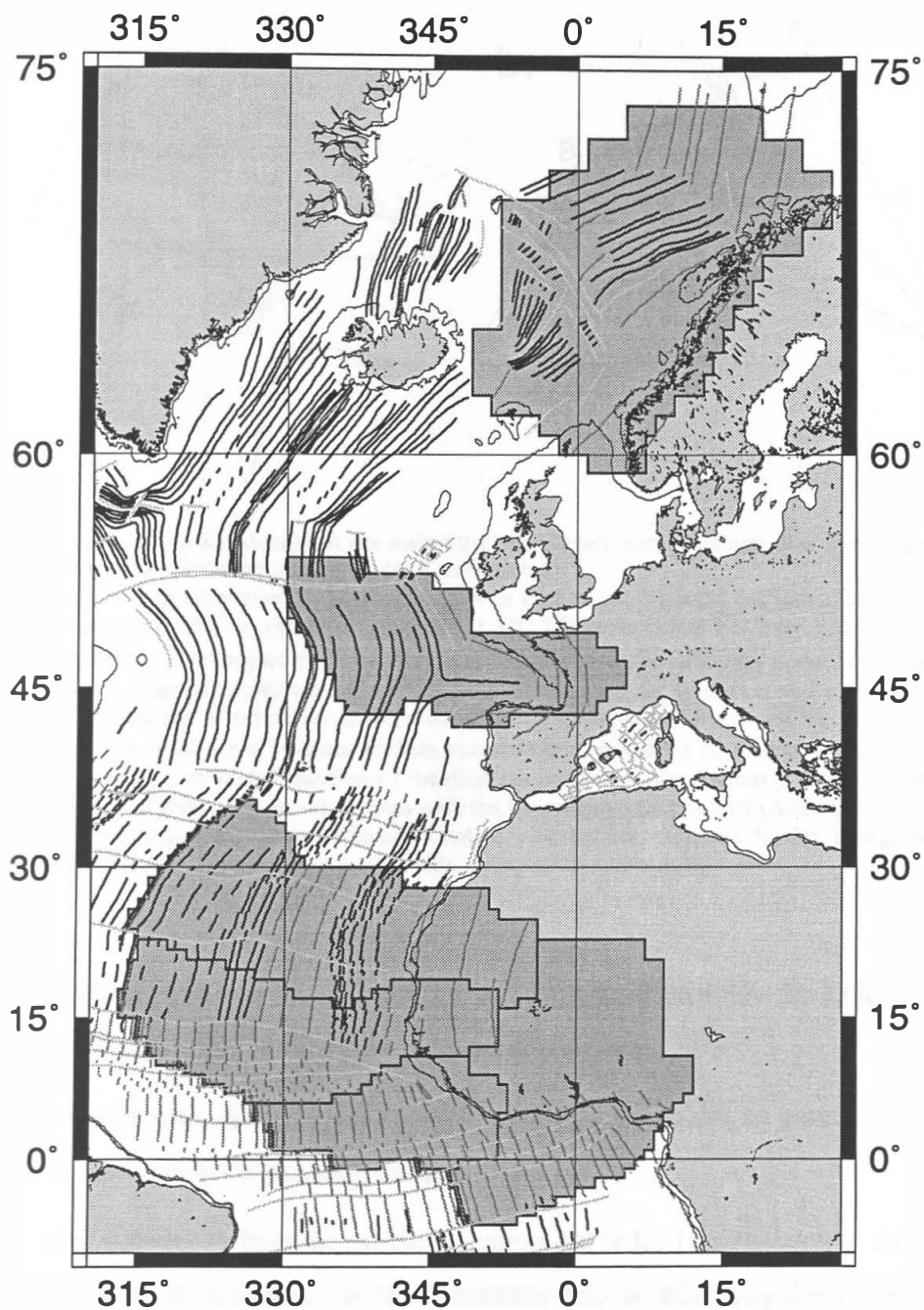


Abb. 3: Magnetlineationen im Ostatlantik (schwarz). Über plattentektonische Rekonstruktionen konstruierte Hilfslineationen sind grau, Fracture Zones hellgrau dargestellt. Zusätzlich ist die 200 m Isobathe auf Basis der ETOPO5 Daten zur Markierung der Schelfe geplottet.

Um aus diesen Linienzügen für eine beliebige geographische Position das Alter zu ermitteln, wird die zu berechnende Lokation mit jedem einzelnen Liniensegment verglichen, um die am nächsten und günstigsten gelegenen Segmente zu berechnen (Abb. 4a). Diese Liniensegmente müssen folgende Eigenschaften erfüllen:

1. Sie sollten möglichst nah an der zu berechnenden Lokation liegen;

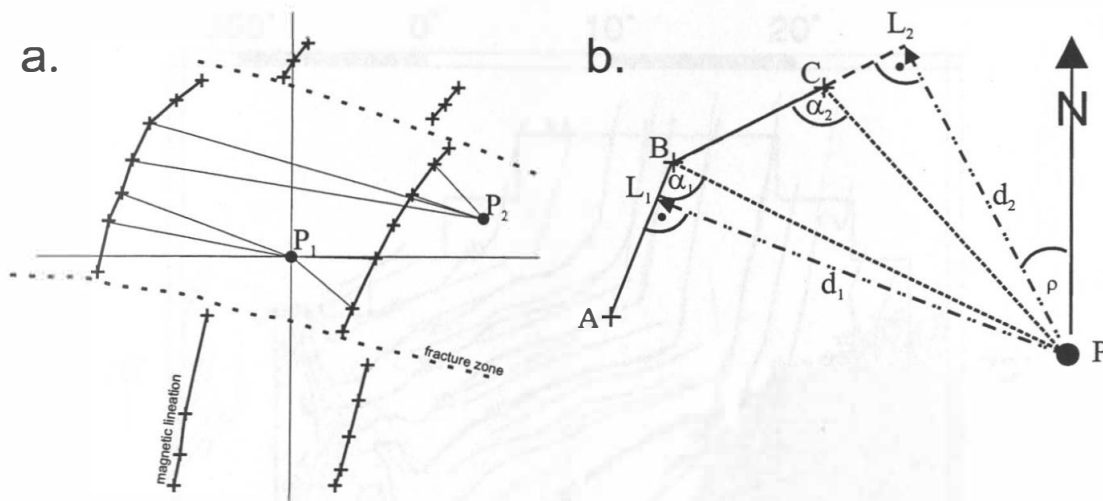


Abb. 4: Die Bestimmung von Krustenaltern aus magnetischen Lineationen geschieht über den Abgleich der einzelnen Liniensegmente mit der zu berechnenden Lokation (a).

Um die Krustenalter aus digitalisierten Magnetlineationen zu berechnen (b), wird auf jedes Liniensegment, vom zu berechnenden Punkt aus, das Lot gefällt ($\overline{PL_1}$ bzw. $\overline{PL_2}$). Die Länge der Linie $\overline{PL_1}$ bzw. $\overline{PL_2}$ ist die Entfernung d von P zum betreffenden Liniensegment. Der Azimut gegen Nord ρ ist die Richtung in der Lineation liegt. Jede Lineation wird dadurch einem Quadranten zugeteilt. Anschließend wird der Winkel α zwischen dem Liniensegment und P , über den P am nächsten liegenden Punkt berechnet ($\angle ABP$ bzw. $\angle BCP$). Von allen Lineationen, deren α innerhalb eines Toleranzwinkels von üblicherweise etwa 100° liegt, wird die nächstliegende Lineation ausgewählt. Von dieser Lineation aus wird über den Azimut ρ gegen die am weitesten gegenüberliegende, nächstgelegene Lineation eines anderen Quadranten interpoliert (Abb. a, P_1). Sollte keine gegenüberliegende Lineation gefunden werden, wird aus den nächsten beiden Lineationen des Quadranten, der die zunächstliegende Lineation enthält, extrapoliert (Abb. a, P_2).

2. Das Lot von der zu bestimmenden Lokation auf die Lineation sollte die Lokation möglichst schneiden, oder nicht zu weit davon abweichen;
3. Beide Lineationen über die interpoliert wird, sollten sich von der zu berechnenden Lokation aus gesehen etwa gegenüberliegen.

In der Praxis wird von der zu bestimmenden Lokation auf jedes Liniensegment das Lot gefällt, die Entfernung des Liniensegmentes berechnet und die Richtung des Lotes ρ bestimmt (Abb. 4b). Für jeden Quadranten wird nun das nächstgelegene Liniensegment gespeichert, sowie die Abweichung des Lotes von der Segmentmitte. Zur Interpolation des Alters wird zunächst das innerhalb eines vorgegebenen Toleranzwinkels am nächsten liegenden Segment ermittelt. Als Toleranz hat sich hierbei ein Winkel von 100° gut bewährt. Anschließend wird dasjenige Liniensegment eines der anderen Quadranten gesucht, dessen Richtung ρ möglichst weit von der Richtung des nächsten Segmentes entfernt ist. Zwischen diesen beiden Liniensegmenten wird über die Entfernung der Segmente vom zu berechnenden Punkt das Alter interpoliert. In Fällen, in denen nur zu einer Seite Lineationen vorliegen, z.B. bei Zellen auf kontinentalen Bereichen oder jenseits der ältesten Lineationen, wurde das Alter über die beiden letzten ermittelten Lineationen desselben Quadranten extrapoliert.

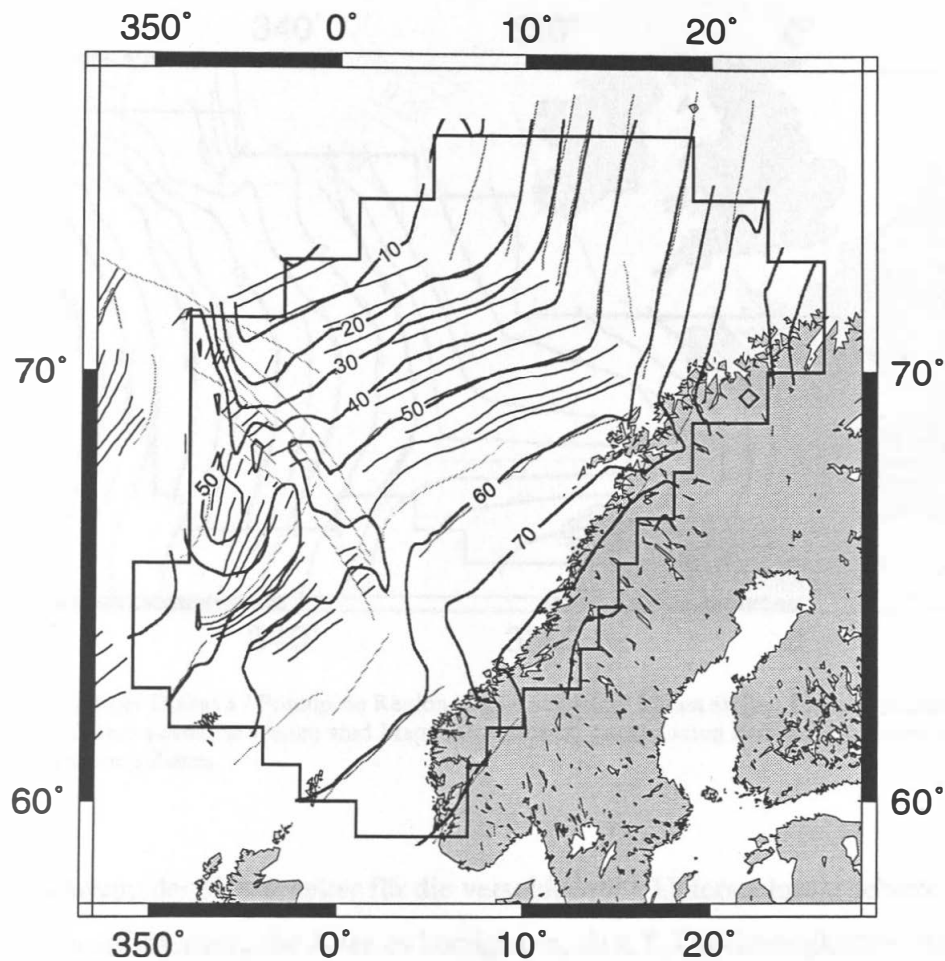


Abb. 5: Altersmodell der Norwegen / GIN Region. Dicke schwarze Linien stellen Linien gleichen Krustenalters dar. Dünne schwarze Linien sind Magnetlineationen, graue Linien konstruierte Lineationen, hellgraue Linien Fracture Zones.

Schwierigkeiten bei der Berechnung der Krustenalter bereiteten unter anderem die äquatoriale „Magnetic Quiet Zone“ zwischen ca. 10°N und 15°S, sowie die etwa zwischen ca. 80 und 120 Ma gelegene „Cretaceous Quiet Zone“. Um für diese Bereiche ohne direkte Anhaltspunkte für Krustenalter den Fehler möglichst gering zu halten, wurden mittels plattentektonischer Rekonstruktionen die mögliche Lage zusätzlicher „künstlicher Lineationen“ berechnet und als Hilfslinien in die Datei mit den Magnetlineationen eingetragen (Abb. 3). Auch für in Bereichen mit kontinentaler Kruste gelegenen Zellen wurden Krustenalter bestimmt, um die thermische Subsidenz zum Zeitpunkt der Atlantiköffnung abschätzen zu können. Um die Extrapolationen schlüssiger zu machen, wurden diese stufenweise berechnet und anschließend erneut Alterslinien konstruiert, um die Berechnung weiter zu verfeinern. Die zur Krustenaltersberechnung verwendeten Lineationen sind in Abb. 3 dargestellt.

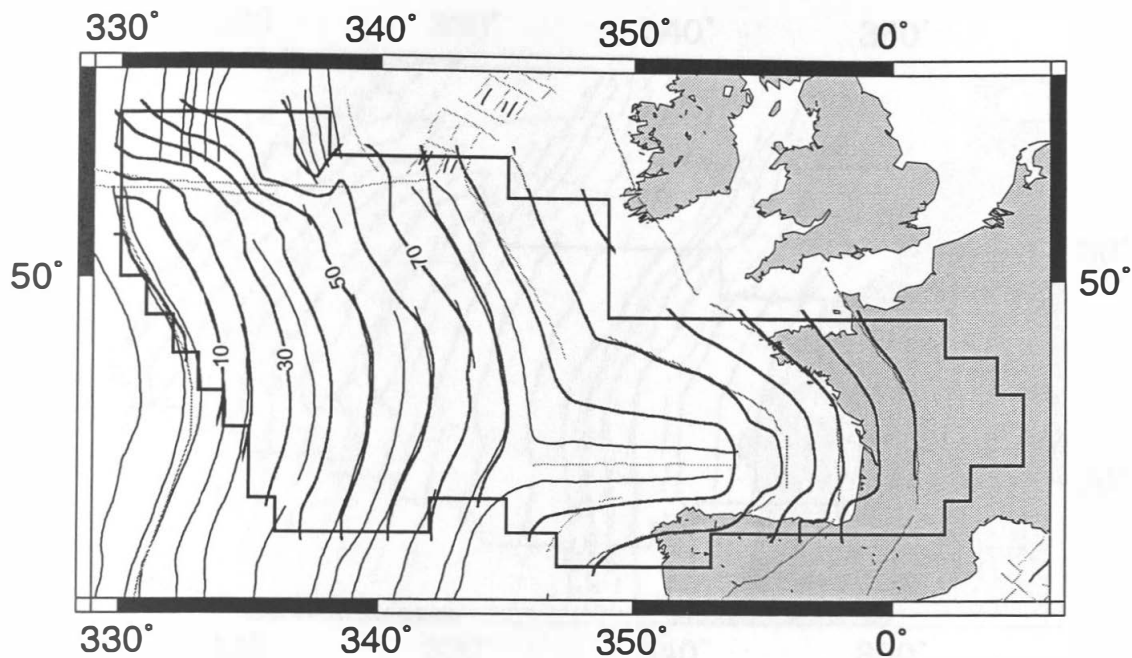


Abb. 6: Altersmodell der Biskaya / Porcupine Region. Dicke schwarze Linien stellen Linien gleichen Krustenalters dar. Dünne schwarze Linien sind Magnetlineationen, graue Linien konstruierte Lineationen, hellgraue Linien Fracture Zones.

Nach der Berechnung der Krustenalter für die verschiedenen Untersuchungsgebiete war es an einzelnen Stellen erforderlich, die Alter zu korrigieren, da z.T. Unstimmigkeiten mit dem Verlauf der Magnetlineationen in komplexen Bereichen auftraten. Dies war z.B. an solchen Stellen nötig, an denen sich Lineationen auf verschiedenen Seiten von Fracture Zones sehr nahe kommen oder sich gar überschneiden. In diesen Bereichen wurden die Krustenalter vom Kartenmaterial abgeschätzt und in die Altersliste eingetragen. Die Altersmodelle, wie sie für die verschiedenen Untersuchungsgebiete verwendet worden sind, sind in den Abb. 5 – 10 dargestellt.

2.1.4 Plattentektonische Lage

Die plattentektonischen Rahmendaten wurden dem Modell von Hay et al. (in press) entnommen. Sie beruhen überwiegend auf der Auswertung der Magnetlineationen und einer Zusammenstellung von Daten früherer Bearbeiter. Als Referenzrahmen wird hier ebenfalls der von Harrison und Lindh (1982) aus Polwanderungen Nordamerikas abgeleitete magnetische Referenzrahmen verwendet. Für die in dieser Arbeit benutzten Auflösungen ergeben sich gegenüber den Hotspot-Referenzrahmen von Müller et al. (1993) und Cox und Hart (1986) nur geringe Unterschiede.

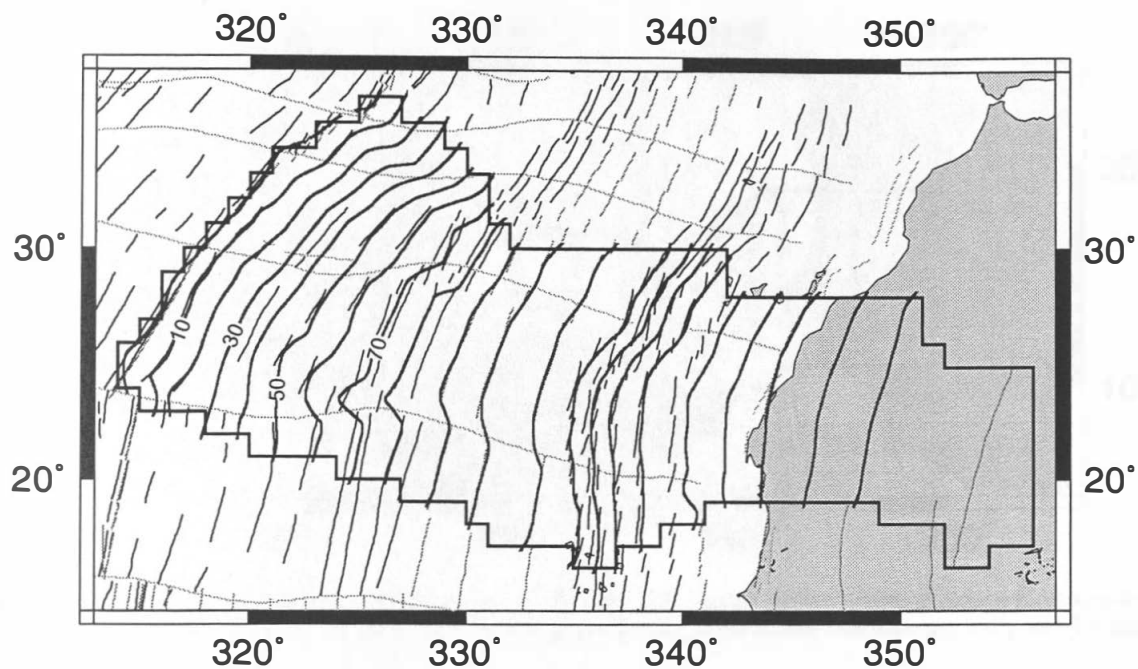


Abb. 7: Altersmodell der Kanarischen Region. Dicke schwarze Linien stellen Linien gleichen Krustenalters dar. Dünne schwarze Linien sind Magnetlineationen, graue Linien konstruierte Lineationen, hellgraue Linien Fracture Zones.

Die plattentektonischen Daten dienen einerseits der Berechnung genauer Krustenalter, andererseits der Zuordnung jeder Rasterzelle zu einer plattentektonischen Einheit, um bei Rekonstruktionen auch die räumliche Lage in der Vergangenheit darstellen zu können.

2.2 Rahmendaten zur Berechnung der Projektion

2.2.1 Stratigraphie

Die stratigraphischen Daten zur Erstellung der Rasterzellen entstammen verschiedenen Quellen. Zum einen wurden Daten verwendet, die im Zusammenhang mit DSDP (Deep Sea Drilling Project) und ODP (Ocean Drilling Program) Bohrungen gewonnen wurden und zum anderen Literaturdaten, die in Form von Kartenmaterial und Profilen vorlagen. Zusätzlich wurden seismische Profile ausgewertet und stratigraphische Daten aus Datensätzen anderer Bearbeiter verwendet.

2.2.1.1 Stratigraphien von DSDP-/ODP-Bohrungen

Ausgewertet wurden Alters-/Teufen-Daten von allen im Atlantik gelegenen DSDP- und ODP-Bohrungen (Abb. 11). Gegenüber den Datenbänden aktualisierte Alters-/ Teufen-Daten für die meisten DSDP-/ODP-Bohrungen des Atlantiks sind von Wolf et al. (1997) erstellt worden und im SYNATLAN-Projekt veröffentlicht worden. Diese beruhen auf der Rekalibrierung

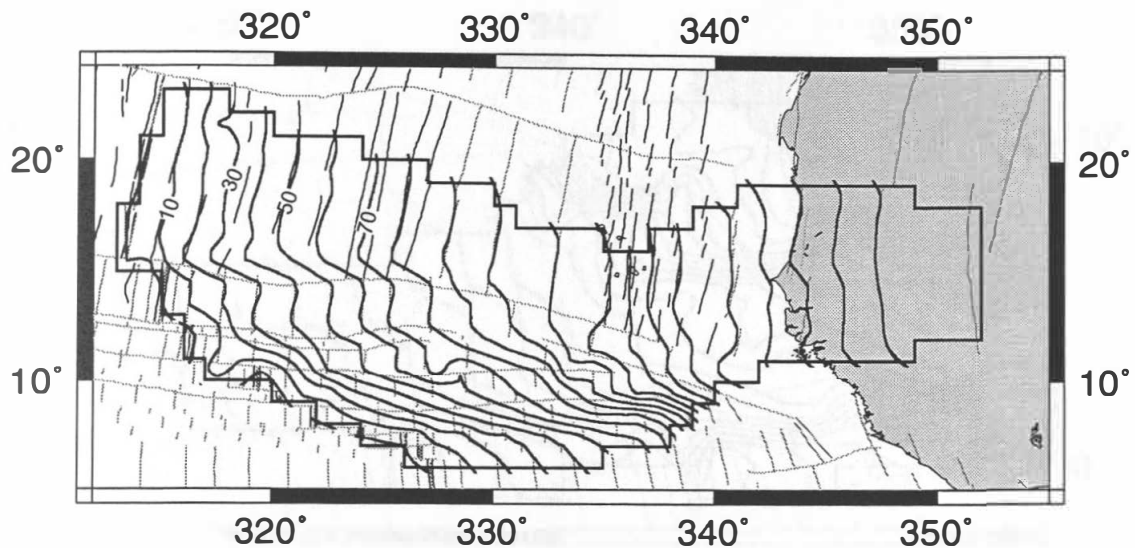


Abb. 8: Altersmodell der Kapverdischen Region. Dicke schwarze Linien stellen Linien gleichen Krustenalters dar. Dünne schwarze Linien sind Magnetlineationen, graue Linien konstruierte Lineationen, hellgraue Linien Fracture Zones.

älter biostratigraphischer Daten und stellen eine sehr präzise hochauflösende numerische Basis für die meisten atlantischen DSDP- und ODP-Bohrungen dar. Zu Beginn dieser Arbeit ist entschieden worden, durchgehend die von Harland et al. (1989) veröffentlichte numerische Zeitskala zu verwenden, da diese damals die beste cretazische und känozoische Basis darstellte. Da die von Wolf et al. (1997) angegebenen Altersdaten auf der Zeitskala von Cande und Kent (1992) beruhen, wurde die stratigraphische magnetische Basis der Skalen gegeneinander abgeglichen und die numerischen Alter entsprechend umgerechnet.

Für DSDP-Bohrungen, deren Daten nicht in der SYNATLAN-Datenbank (Wolf et al., 1997) vorlagen, wurden die „age profile“ Daten von der DSDP-CD-ROM vom NGDC verwendet. Bei allen Bohrungen wurden diese Datensätze mit zusätzlich vorhandenen biostratigraphischen Altern verbessert. Für ODP Bohrungen wurden die Alters-/ Teufen-Daten den entsprechenden Datenbänden entnommen. Ausgewertet wurden in diesem Falle sowohl Altersdaten, die auf Magnetik-Messungen beruhen, wie auch Daten, die aus biostratigraphischen Untersuchungen gewonnen wurden.

2.2.1.2 Stratigraphien aus Literaturquellen und Kartenmaterial

Da DSDP-/ODP-Bohrungen keine Informationen über Schelfe und Landregionen bieten, müssen diese Daten aus anderen Quellen ermittelt werden. Zu diesem Zwecke wurde Literatur recherchiert, in der Profile, Mächtigkeitsangaben oder Karten abgebildet sind, aus denen sich die notwendigen Daten abgreifen lassen. Diese Datensätze sind allerdings oft relativ ungenau und lückenhaft. Andererseits ist an vielen Stellen die Oberfläche der Schelfe und Landgebiete

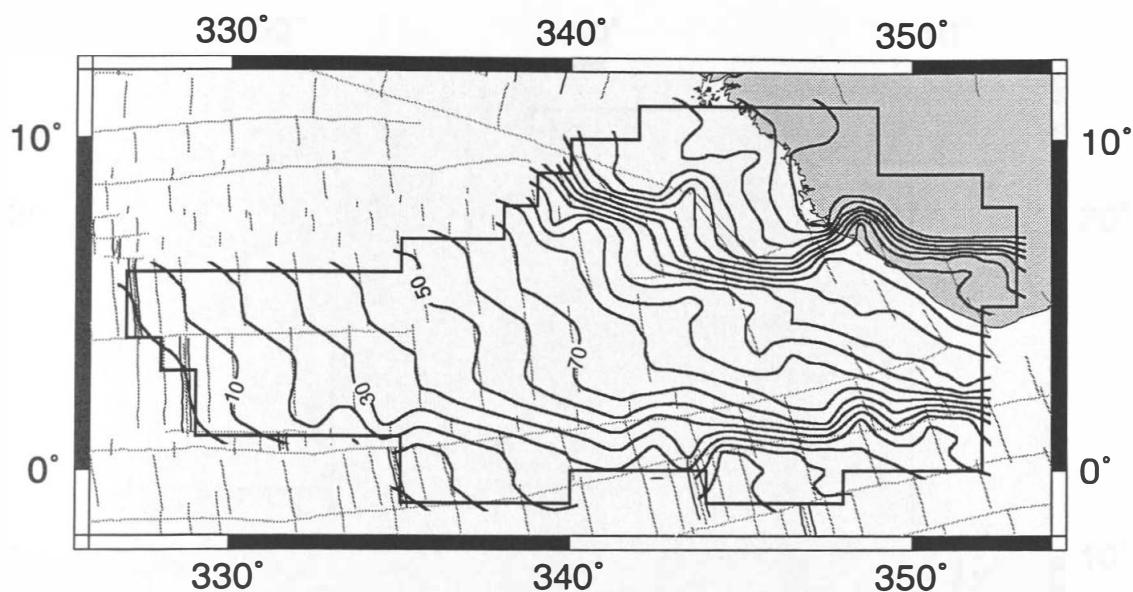


Abb. 9: Altersmodell der Sierra Leone Region. Dicke schwarze Linien stellen Linien gleichen Krustenalters dar. Dünne schwarze Linien sind Magnetlineationen, graue Linien konstruierte Lineationen, hellgraue Linien Fracture Zones.

mesozoischen Alters und spielt insofern für den betrachteten Zeitraum keine Rolle. Diese Informationen können leicht aus Atlanten geologischer Karten abgegriffen werden, indem allen Bereichen mit anstehenden kristallinen oder präkänozoischen Gesteinen eine Sedimentmächtigkeit von 0 zugeordnet wurde. Dies trifft besonders für große Teile des afrikanischen Hinterlandes und Skandinaviens zu. In diesen Bereichen stehen vor allem präkambrische Kristallingesteine oder präkänozoische Sedimente an, sodaß der auftretende Fehler gering ist. Für einige afrikanische intrakontinentale Becken wie dem Benue Trog, dem Sokotobecken, dem Tschadbecken und dem Iullemmedenbecken, sowie dem Nigerdelta und viele Schelfbecken wie das Senegal-, Ivory Coast-, Ghana-, Dahomey und Gabunbecken wurde Material unterschiedlicher Qualität recherchiert. Dieses stammt zum größten Teil aus publizierten Bohrungen zur Erdöl-Exploration aus den 60er Jahren, sowie damit zusammenhängenden seismischen Messungen. Die Qualität ist sehr unterschiedlich zu bewerten und reicht von sehr präzisen Profilen, mit Fehlern im Meter-Bereich, bis zu solchen mit fast schematischem Charakter, bei denen ein Fehler von bis zu 200 m kalkuliert werden muß. Es wurden jeweils die besten zur Verfügung stehenden Daten verwendet. In den seltenen Fällen, in denen mehrere unterschiedliche Quellen verfügbar waren, wurde lediglich die qualitativ bessere ausgewertet, um eine Verschlechterung des Datenmaterials zu vermeiden.

Sehr gute Mächtigkeitskarten und stratigraphische Informationen liegen über das Pariser Becken (Mègnien und Mègnien (Eds.), 1980), sowie das Aquitanische Becken (Kieken (Ed.),

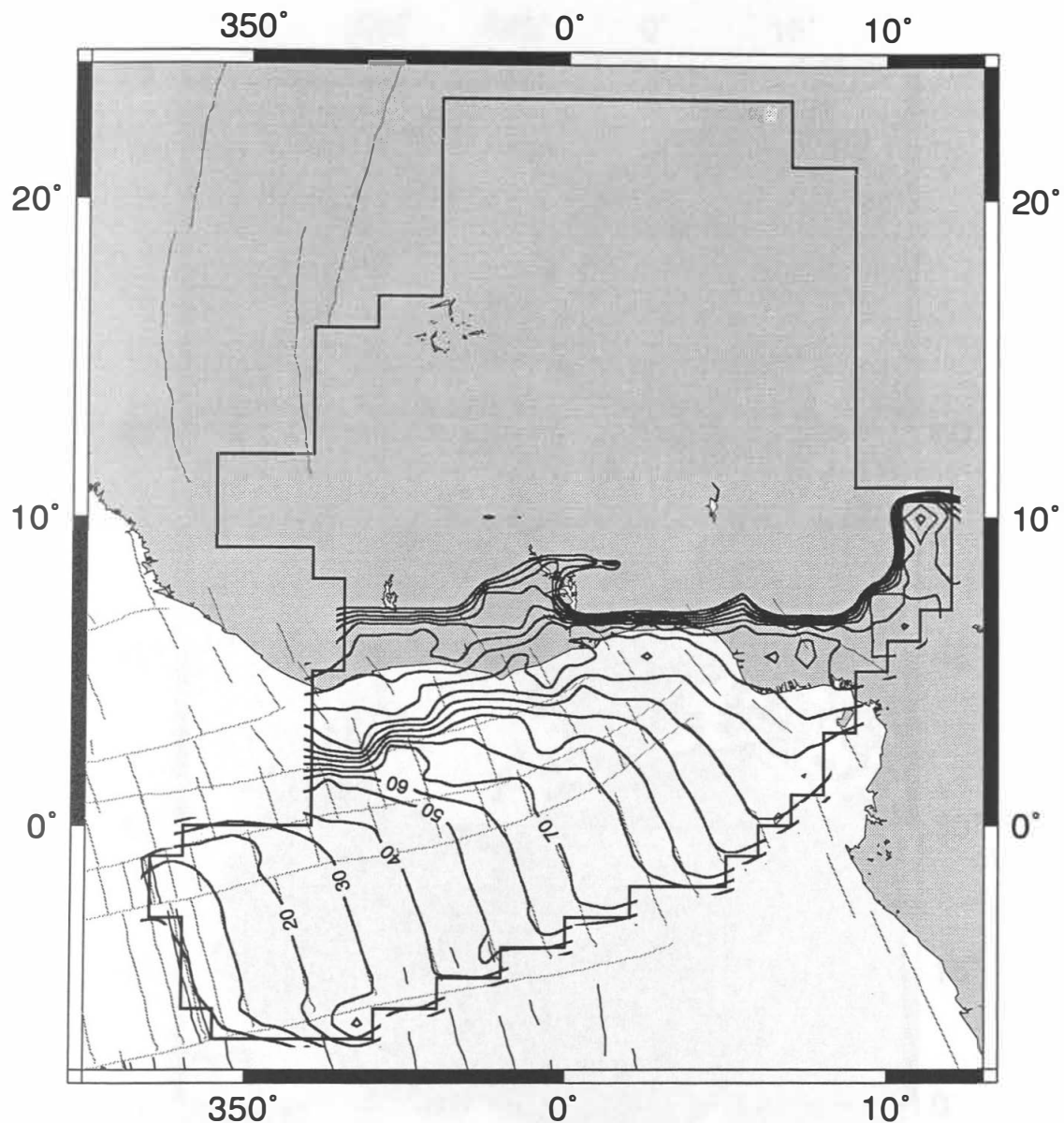


Abb. 10: Altersmodell der Guineabecken Region. Dicke schwarze Linien stellen Linien gleichen Krustenalters dar. Dünne schwarze Linien sind Magnetlineationen, graue Linien konstruierte Lineationen, hellgraue Linien Fracture Zones.

197?) vor. Für beide Regionen sind umfangreiche Atlanten veröffentlicht worden, die auf Tiefbohrungen der französischen Ölindustrie basieren. Datenmaterial für den Norwegischen Schelf stützt sich überwiegend auf einige wenige Bohrungen, deren Ergebnisse von der norwegischen Ölindustrie veröffentlicht wurden.

2.2.1.3 Stratigraphische Informationen aus seismischen Profilen

Um die flächendeckende Variabilität in den Mächtigkeiten der verschiedenen Schichtpakete erfassen zu können, wurden seismische Single- und Multichannel Profile bearbeitet. Die Verteilung der bearbeiteten Profile ist in Abb. 12 dargestellt. Die meisten seismischen Profile

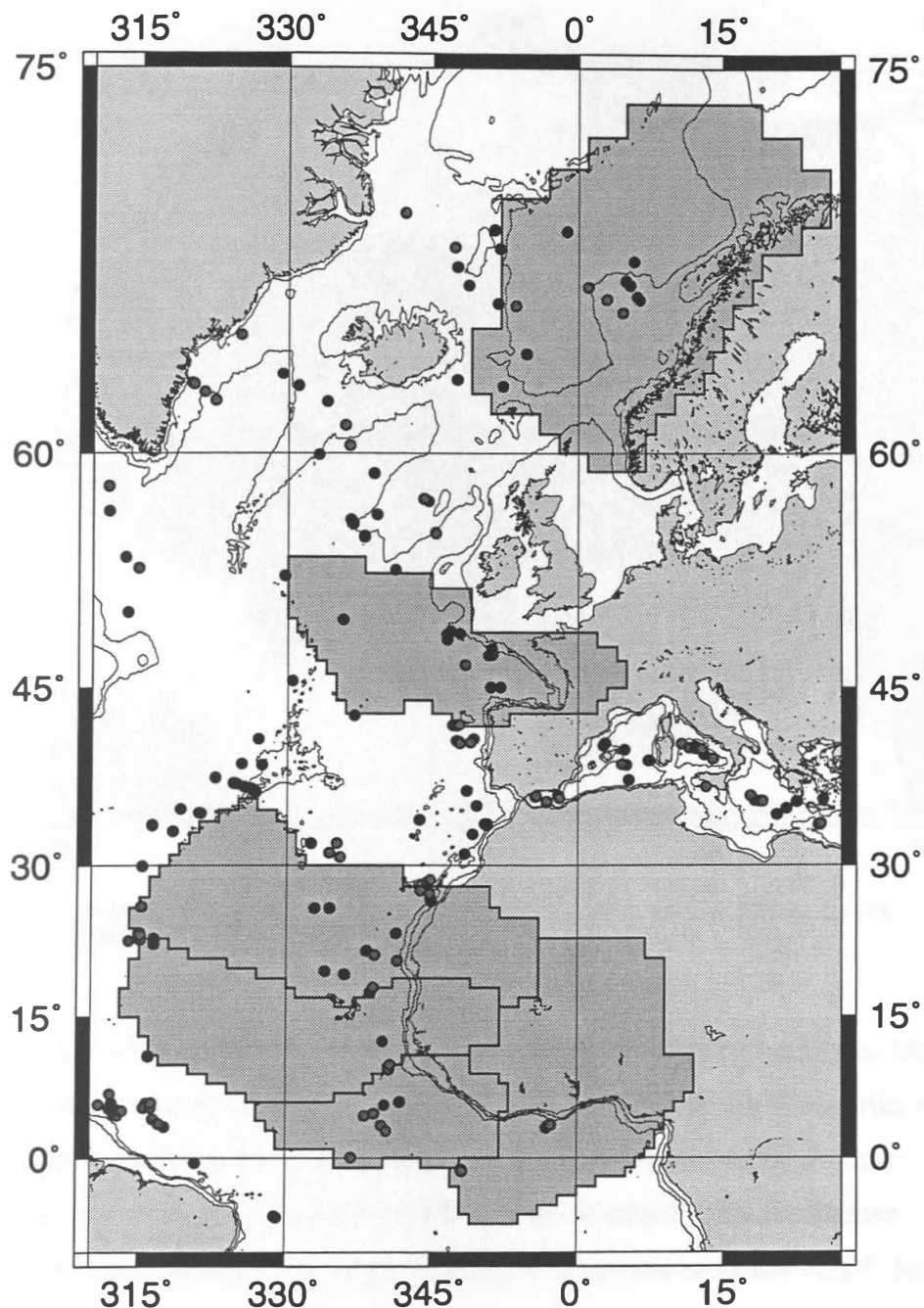


Abb. 11: DSDP (schwarz) und ODP (grau) Bohrlokationen im Ostatlantik.

stammten von den Ausfahrten der US Forschungsschiffe CONRAD, VEMA und ATLANTIS II. Die prozessierten Daten können bei NGDC (Boulder/CO) eingesehen und in Form von Mikrofilmen oder Scans zur Bearbeitung bestellt werden.

2.2.1.4 Bearbeitung der seismischen Profile

Bei der Bearbeitung der seismischen Profile wurden zunächst diejenigen herausgesucht, die in der Nähe von DSDP-/ODP-Sites gelegen sind. Anhand interpretierter Profile vom Site Survey wurden dann die entsprechenden Reflektoren in den vorhandenen Profilen identifiziert. Von

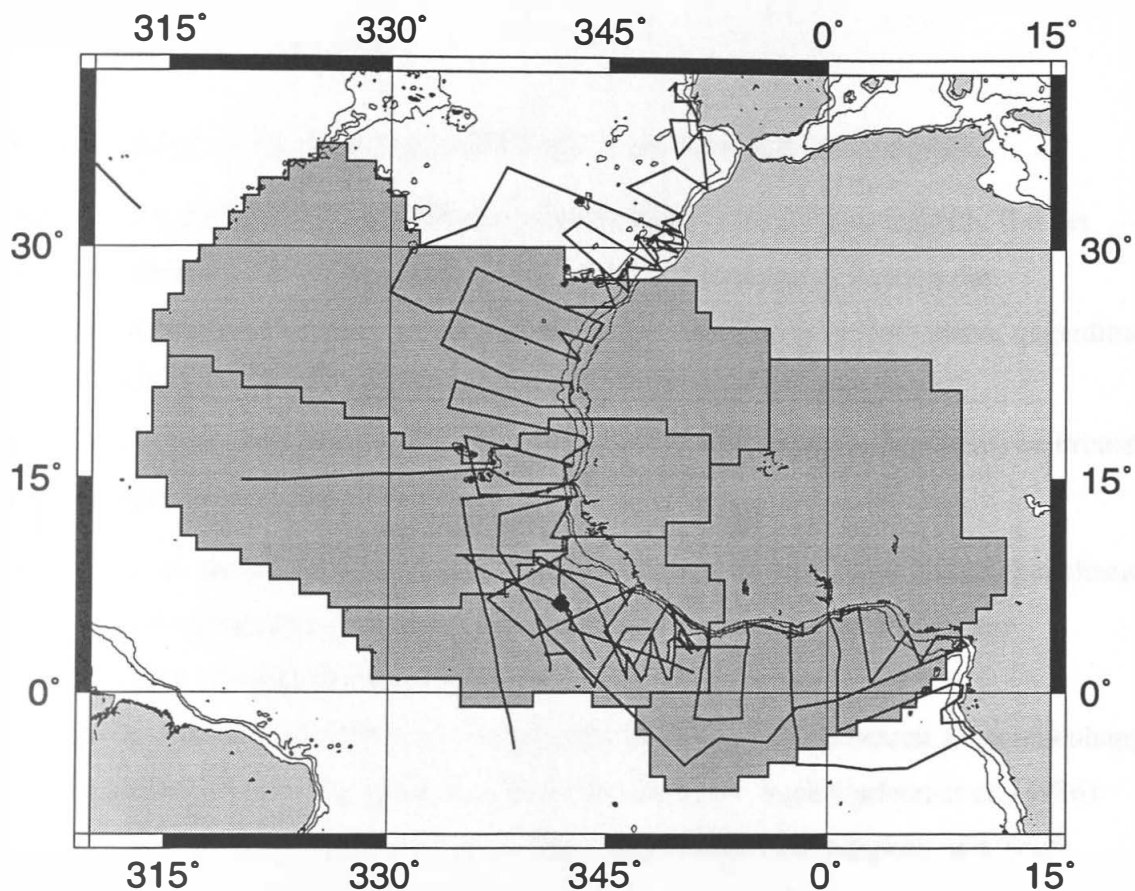


Abb. 12: Bearbeitete Seismik Daten vor Westafrika. Die Profile stammen von Ausfahrten der US Forschungsschiffe CONRAD, VEMA und ATLANTIS II.

dort wurde versucht, diese Reflektoren in die angrenzenden Profile zu verfolgen. Dies ist für einige Reflektoren, wie z.B. die mittelmiozänen Cherts im Atlantik vor Westafrika relativ problemlos möglich. Andere Reflektoren ließen sich z.T. nicht über weite Strecken verfolgen. Dementsprechend nimmt die Genauigkeit der durch seismische Profile ermittelten Stratigraphien mit dem Abstand von Datenquellen, im allgemeinen DSDP-/ODP-Sites drastisch ab.

2.2.1.4.1 Konvertierung von TWT in Teufenangaben

Anschließend wurden in den Profilen in Intervallen von etwa 40-50 km die Laufzeiten der Kompressionswellen gemessen und in Teufen umgerechnet. Da direkte Meßwerte oder Ableitungsmöglichkeiten für Schichtgeschwindigkeiten nicht vorlagen, wurde zunächst eine einheitliche Schallgeschwindigkeit für Wasser von 1,55 km/s angenommen, für Sedimente eine einheitliche Geschwindigkeit von 1,80 km/s. Die Formel für die Berechnung der Teufe aus der doppelten Laufzeit (TWT) lautet dann:

$$h = \frac{t}{2} \cdot V$$

mit h als Mächtigkeit der Schicht, t als TWT und V als Schichtgeschwindigkeit.

Die Schallgeschwindigkeit in Sedimenten ist in der Realität nicht überall gleich. Bei der Verwendung einer einheitlichen Geschwindigkeit für alle Sedimente werden die Mächtigkeiten der Schichten, die eine niedrige Schallgeschwindigkeit aufweisen, gegenüber denen mit höherer Geschwindigkeit überschätzt. Gründe für Varianzen in den Schallgeschwindigkeiten sind neben Lithologie und Kompaktion auch diagenetische Prozesse, die die Sedimente verdichten können.

Um den Fehler in der Abschätzung dieses Parameters möglichst gering zu halten, gleichzeitig aber auch den Bearbeitungsaufwand im Rahmen zu halten, wurde eine allgemeine Geschwindigkeits-/Teufen-Korrektur entwickelt. Houtz (1981) beschreibt den Zusammenhang zwischen Laufzeit und Schichtgeschwindigkeit als linearen Zusammenhang und unterscheidet lediglich Steigung und Offset der Geraden. Auch Carlson et al. (1986) bemerken zwar, daß ein Zusammenhang zwischen Intervallgeschwindigkeit und Teufe theoretisch nicht allgemein abgeleitet werden, aber dennoch in vielen Bohrungen ein systematischer Zusammenhang zwischen beiden Parametern gefunden werden kann. Bei der im ODP gängigen Berechnung nach Carlson et al. (1986) wird daher anhand ausgewählter Schichtgeschwindigkeitsmessungen eine leicht exponentiell verlaufende Kurve als Zusammenhang zwischen Teufe und Laufzeit beschrieben. Die hier verwendete Korrektur benutzt zur Vereinfachung eine lineare Relation zwischen Geschwindigkeit und Teufe, die nur geringe Abweichungen gegenüber dem Modell von Carlson et al. (1986) aufweist.

Der lineare Zusammenhang zwischen Teufe und Schichtgeschwindigkeit wurde hergestellt, indem zunächst die ca. 53.000 Schallgeschwindigkeitsmeßwerte aller im DSDP gemessenen Proben aufgetragen wurden (Abb. 13). Die Daten stammen von der DSDP-CD Rom und zeigen an der Oberfläche einen relativ einheitlichen Einsatz bei ca. 1,55 km/s, der etwa der Geschwindigkeit von Schallwellen im Wasser entspricht. Mit der Teufe steigt der Ersteinsatz leicht an und liegt in etwa 1500 m Teufe bei etwa 2,2 km/s. Allerdings existieren in jeder Teufe auch viele Meßwerte, die sehr hohe Geschwindigkeiten aufweisen, was durch unterschiedliche lokale diagenetische Prozesse zu erklären ist, aber auch dadurch, daß durch geringe Sedimentmächtigkeiten die Bohrungen bereits die Kruste erreichten. Diese Streuung der Meßwerte macht eine direkte Regressionsberechnung unmöglich.

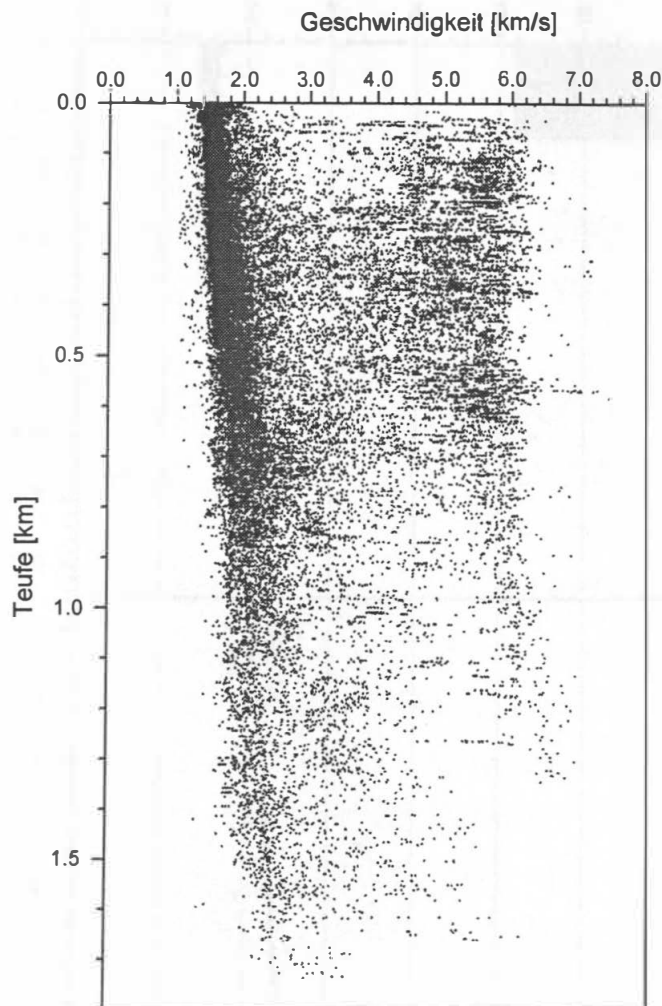


Abb. 13: Die Schallgeschwindigkeitsmessungen aller DSDP-Bohrungen gegen Teufe.

Um für die vorliegenden Daten eine allgemeine Lösung zu finden, ist es zunächst notwendig, diese zu filtern. Dazu wurde ein Rasterfilter verwendet, der das Datenfeld mit einem regelmäßigen Gitter überzieht. Anschließend werden aus jedem Feld durch zufällige Auswahl eine bestimmte Anzahl Meßwerte gelöscht. Übrig bleiben nur Datenpunkte, die in Regionen mit hoher Datendichte liegen. Da die Datendichte mit der Teufe abnimmt, weil es in niedrigeren Teufen mehr Bohrungen und damit auch mehr Meßwerte gibt als in tiefen Regionen, wurden die Bereiche oberhalb 850 m und die darunter gelegenen mit unterschiedlichen Rastern gefiltert (Abb. 14). Es zeigt sich deutlich ein durch einen einfachen linearen Zusammenhang zu beschreibendes Muster. Bei der Berechnung der Korrelationsgeraden wurde der Einsatz an der Oberfläche mit 1,55 km/s vorgegeben, d.h. es wurde davon ausgegangen, daß die Schichtgeschwindigkeit an der Grenzfläche Sediment-

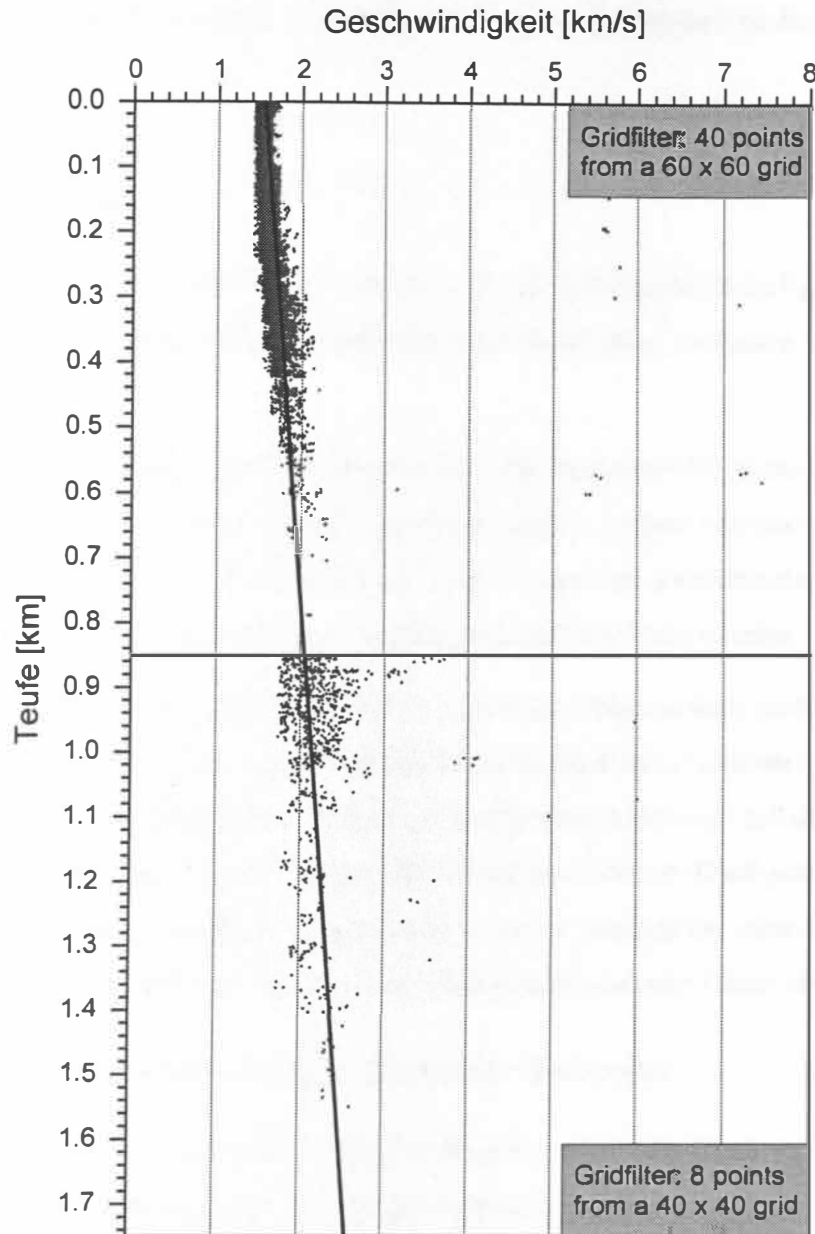


Abb. 14: Die Schallgeschwindigkeiten der DSDP-Bohrungen wurden gefiltert und eine Regression berechnet. Da die Dichte der Datenpunkte in den flacher gelegenen Bereichen sehr viel höher als in der Tiefe ist, wurden die Bereiche oberhalb 850m separat von denen unterhalb dieser Teufe gefiltert. Der Einsatz der Korrelationsgeraden wurde auf 1.55 km/s festgelegt. Die Steigung der Geraden wurde auf $0.5843 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$ berechnet.

Wasser der Geschwindigkeit von Wasser entspricht. Dies deckt sich gut mit den gemessenen Daten. Die berechnete Korrelationsgerade hat eine Steigung von $0.5843 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$, was einer Steigerung der Schichtgeschwindigkeit um $0.5843 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ pro Kilometer Teufe entspricht. Die Gleichung der Geraden lautet dementsprechend

mit V als Schichtgeschwindigkeit und d als Teufe.

Die Mächtigkeit in einer Schicht mit bekannter Schichtgeschwindigkeit an der Oberkante V_0 ist dann

$$d = \frac{V_0}{\frac{1}{t} - k}$$

mit d als Teufe, t als OWT (One Way Traveltime), V_0 als Schichtgeschwindigkeit an der Oberkante der Schicht und k als Steigung der Korellationsgeraden, in diesem Falle $0,5843 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$.

Von diesem Zusammenhang ausgehend, können die Mächtigkeiten der in den seismischen Profilen markierten Schichtpakete genauer berechnet werden, indem von oben nach unten für jedes Schichtpaket anhand der bekannten Teufe seiner Oberkante zunächst die dortige Schichtgeschwindigkeit und anschließend die Mächtigkeit berechnet werden.

Diese Methode beruht auf der Annahme, daß die Sedimente diagenetisch nicht verändert worden sind, sondern ihre Dichte ausschließlich durch Kompaktion verändert wurde. Durch Diagenese veränderte Sedimentdichten werden dadurch nicht erfaßt und erhalten daher falsche Sedimentmächtigkeiten. Der auftretende Fehler kann aber in Kauf genommen werden und die vorgenommene Korrektur als „best guess“ gesehen werden, der ohne konkret vorliegende Geschwindigkeitsmessungen oder refraktionsseismische Daten möglich ist.

2.2.1.5 Datensätze gerasterter Regionen anderer Bearbeiter

Sowohl für weite Bereiche des Europäischen Nordmeeres, wie auch für den größten Teil der Biskaya, lagen bereits bearbeitete Daten vor. Die Biskaya Daten stammen aus einer Arbeit von DeConto (1993), der anhand von Kartierungen seismischer Reflektoren Schichtmächtigkeiten im Bereich der Biskaya ausgewertet hat. Diese Daten wurden als stratigraphische Referenzpunkte in die Datenbasis übernommen.

Auch für weite Teile des Europäischen Nordmeeres, sowie der Hatton Bank und Porcupine Bay lagen bereits bearbeitete Daten von Wold (1992) vor. Diese Daten sind ebenfalls eine Zusammenführung von DSDP-/ODP-Daten mit seismischen Profilen. Da auch diese Daten unter der Annahme linearer Schichtgeschwindigkeiten bearbeitet wurden, wurden sie mit dem im weiter oben beschriebenen Verfahren korrigiert und als stratigraphische Referenzpunkte verwendet.

Es ist zu beachten, daß diese Datensätze ausschließlich als stratigraphische Referenzpunkte Verwendung finden, das heißt, daß von diesen Datensätzen lediglich die Alters-/Teufen-

Beziehungen Eingang in die in diesem Modell benutzten Datensätze finden. Da die Lithologien dieser Datensätze auf DSDP-/ODP-Bohrungen beruhen, die für diese Arbeit jedoch komplett und nach anderen lithologischen Gesichtspunkten bearbeitet wurden, wurden die enthaltenen lithologischen Informationen nicht ausgewertet. Für Krustenalter, Bathymetrie und Sedimentmächtigkeiten wurden ebenfalls die oben beschriebenen Datenquellen verwendet.

2.2.2 Lithologie

Insgesamt wurden 54 Lithologietypen unterschieden, die sich jeweils in der Materialzusammensetzung, Genese und Dichte unterscheiden lassen. Die verwendeten Lithologietypen sind im Anhang aufgelistet. Die Unterscheidung beruht auf der Berücksichtigung aller auswertbaren Informationen, sowie z.T. einer Anpassung an gemessene Karbonatdaten.

Die Lithologietypen wurden soweit möglich der Datenquelle entnommen, der auch die Stratigraphie entstammt. Wenn dies nicht möglich war, wurden die nächstgelegenen Datenquellen, die in vergleichbaren Sedimentationsräumen liegen, zum Zuweisen von Lithologien verwendet. Dadurch wurden nur Schelfgebiete mit Schelfgebieten verglichen und Datensätze aus Ozeanbecken nur untereinander abgeglichen.

2.2.2.1 Lithologische Daten von DSDP-/ODP-Bohrungen

Lithologische Daten für ozeanische Gebiete wurden überwiegend aus den DSDP-/ODP-Bohrungen übernommen und weisen daher eine relativ hohe Genauigkeit auf. Für DSDP-Bohrungen wurde die lithologische Einordnung des Onboard-Bearbeiters, die auf den DSDP-CD-ROMs enthalten ist, nach bestimmten Schlüsselwörtern ausgewertet. In den Fällen, in denen diese keine auswertbaren Informationen enthielt (z.B. „unknown lithology“), wurde auf die Screen-Daten, die ebenfalls auf der CD-ROM zu finden sind, zurückgegriffen. Für ODP-Bohrungen wurden die lithologischen Daten den Kernbeschreibungen der Initial Reports entnommen. Jede Lithologiebezeichnung der Bearbeiter wurden in einen der im Anhang aufgeführten Lithologietyp umgeformt und später gegebenenfalls mit dem Karbonatgehalt modifiziert.

2.2.2.2 Lithologische Daten aus DSDP-/ODP-Karbonatmessungen

Als weiterer wichtiger lithologischer Parameter wurden für alle verwendeten Bohrungen die Karbonatmessungen ausgewertet und der Lithologietyp entsprechend modifiziert. Dies ist von

Bedeutung, um Rückschlüsse auf das Verhältnis zwischen biogenem und terrigenem Anteil im Sediment ziehen zu können. Um die Handhabung zu vereinfachen, wurden die Karbonatwerte in Schritten von 10% erfaßt, d.h. kleinere Schwankungen in den Karbonatwerten wurden zu einem lithologischen Typ zusammengefaßt. Für ODP-Bohrungen lag eine gute Dichte von Karbonatmessungen vor. Bei DSDP-Bohrungen ist an Stellen, an denen in größeren Abschnitten keine Karbonatmessung vorgenommen wurde, auf die Zählung karbonatischer Partikel in den Smearslides ausgewichen worden. Diese Daten sind zwar in der Genauigkeit nicht mit echten Meßdaten zu vergleichen, bieten aber einen Anhaltspunkt, auf den zurückgegriffen wurde, um die Datengrundlage an einigen Stellen wesentlich zu verbessern. Der Karbonatgehalt im Sediment wurde generell als Maß für den biogenen Anteil des Sedimentes betrachtet.

2.2.3 Zeitskalen und Altersmodelle

Bei Arbeiten, in denen quantitative Angaben eine Rolle spielen, ist es notwendig, mit numerischen, also absoluten Altern, zu rechnen. Für die hier vorliegende Arbeit wurde durchgehend die Zeitskala von Harland et al. (1989) benutzt, da diese zu Beginn des Projektes die beste numerische Grundlage für einen Zeitraum vom Holozän bis in die Kreide darstellte. Bei der Zusammenführung aus vielen unterschiedlichen Quellen stammenden Datensätzen tritt dabei unweigerlich das Problem auf, daß die jeweiligen Bearbeiter verschiedene Zeitskalen zur Angabe von Altern verwenden. Daher ist es notwendig, Verfahren zu entwickeln, die verwendeten Zeitskalen ineinander konvertierbar zu machen.

Für die Angabe geologischer Alter werden in der Regel zwei Methoden angewendet:

1. Relative Angaben als Zeitalter (z.B. Mittelmiozän, frühes Eozän oder spätes Pliozän).
2. Absolute Angaben als numerische Alter in Verbindung mit der verwendeten Zeitskala.

Die erste Methode stellt bei Berechnungen kein großes Problem dar, da für die jeweiligen Zeitalter ohne großen Aufwand eine an die verwendete Zeitskala angepaßte Übersetzungstabelle erstellt werden kann.

Die Konvertierung von Angaben in absoluten Altern setzt voraus, daß die Datenquelle, auf der die Alter beruhen, bekannt ist. In allen hier bearbeiteten Fällen beruhten die Alter auf Zeitskalen, die über Magnetik-Messungen ermittelt wurden. Um diese ineinander konvertieren zu können, wurden die gemeinsam vorkommenden magnetischen Ereignisse miteinander abgeglichen und auf deren Basis Konvertierungstabellen erstellt. Die wichtigsten auftretenden Zeitskalen sind von Berggren et al. (1985), Cande und Kent (1992) und Berggren

et al. (1995) erarbeitet worden. Numerische Alter, die auf diesen Skalen beruhten, konnten problemlos ineinander überführt werden.

2.2.4 Kompaktionskurven

Bohrlochdaten liegen im allgemeinen als Angabe eines Parameters gegen die Teufe vor. Bei der Berechnung von Massenbilanzen ist es aber erforderlich, diese in Gesteinsmassen umzurechnen. Dies ist in höchster Genauigkeit nur möglich, wenn die Porosität und die Korndichte eines Sedimentkörpers bekannt sind. Da für die Mehrzahl der vorliegenden Datensätze weder Porositätsdaten noch Korndichten vorliegen und um die Berechnungen zu vereinfachen, wurde die Konvertierung von Teufenangaben in Schichtmassen über empirisch ermittelte Kompaktionskurven vorgenommen, die eine rechnerische Beziehung zwischen Porosität und Teufe herstellen.

Kompaktionskurven für verschiedene Sedimenttypen und Sedimentationsräume wurden von verschiedenen Autoren publiziert. In der Regel sind diese Kurven empirisch angenäherte Exponentialfunktionen der allgemeinen Form

$$P = a \cdot e^{-Db}$$

mit P als Porosität in % und D als Teufe in km. Dabei stellt Parameter a die Porosität in Teufe 0 km dar.

In dieser Arbeit wurden Kurven für Sande und tonige Sedimente verwendet, die von Wold (1992) veröffentlicht wurden. Sie stellen Modifikationen der Gleichungen von Baldwin und Butler (1985), sowie Huang und Gradstein (1990) unter besonderer Berücksichtigung der Eigenschaften von Tiefseesedimenten dar. Im Unterschied zu Wold (1992) wurde aber auf die getrennte Berücksichtigung einer unterschiedlichen Kompaktion von kalkigen Sedimenten verzichtet, sondern die relativ ähnliche Kompaktion für tonige Sedimente angenommen.

Kompaktionskurven beziehen sich in der Regel auf Sedimente, die unter marinen Bedingungen abgelagert worden sind. Um die Konsolidierung von Sedimenten, die durch Absinken des Meeresspiegels oder aufgrund tektonischer Hebungen die Wasserbedeckung verlieren, zu simulieren, wurde an den Kompaktionskurven der Parameter a, der die Oberflächenporosität angibt, modifiziert. Bei Sedimenten mit abgeschlossener Setzung, wurde für tonige Sedimente eine Oberflächenporosität von 35% angenommen, für sandige Sedimente ein Wert von 40%. Diese Werte entsprechen etwa denen, die als Richtlinie bei ingenieurgeologischen Untersuchungen angenommen werden und können bestenfalls einen

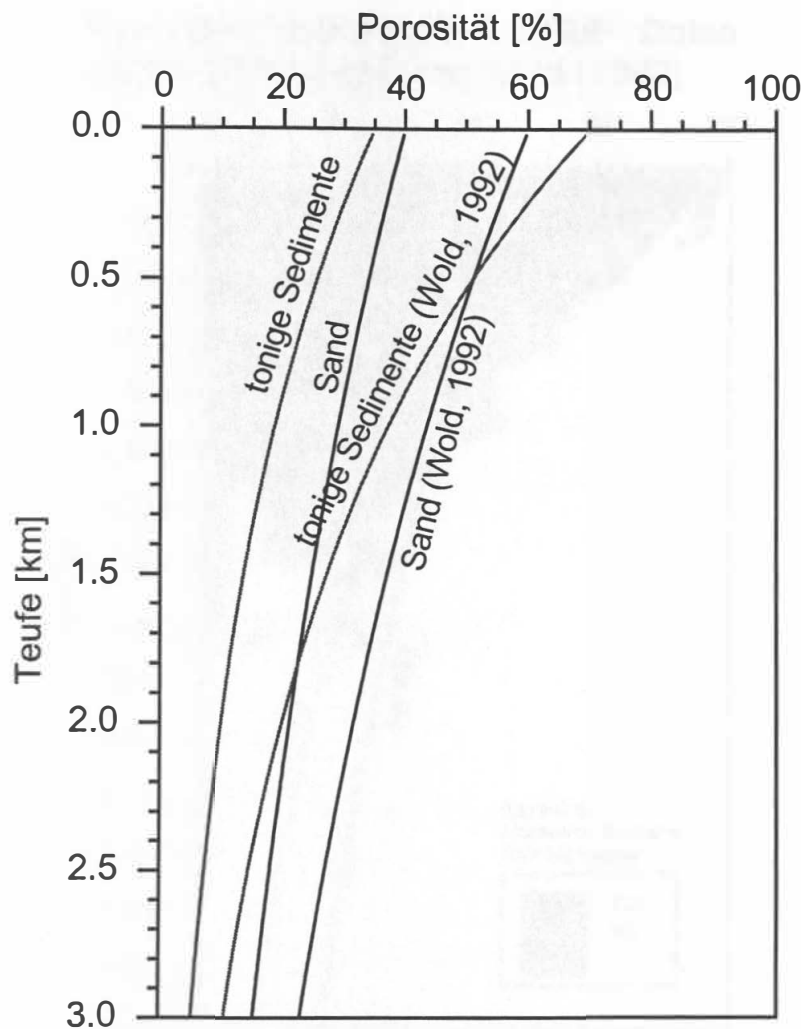


Abb. 15: Kompaktionskurven nach Wold (1992) für Sand und tonige Sedimente. Für Sedimente im Landbereich wurde Setzung angenommen und die höher kompaktierenden Kurven abgeleitet.

ungenauen Zusammenhang herstellen. Genauere Daten über Porositäts- Teufenbeziehungen sind aber nicht bekannt. Bis auf die Oberflächenporositäten blieben die Kurven jedoch unverändert.

Die verwendeten Kompaktionskurven sind in Abb. 15 dargestellt. Der Bereich zwischen den konsolidierten und unkonsolidierten Kurven gleichen Typs stellt die Spanne an Porositäten dar, die während und nach dem Auftauchen über den Meeresspiegel von Sedimenten durchlaufen wird.

Um zu überprüfen, inwieweit die verwendeten Kompaktionskurven mit realen Meßdaten korrelieren, wurde die Beziehung für tonige Sedimente, mit den ca. 25.000 im DSDP gemessenen Porositätsdaten verglichen (Abb. 16). Da nahezu alle DSDP-Bohrungen im Tiefseebereich niedergebracht wurden, ist der Anteil toniger Sedimente hier sehr dominant.

Porosität / Teufe Relation: DSDP- Daten gegen Gleichungen von Wold (1992)

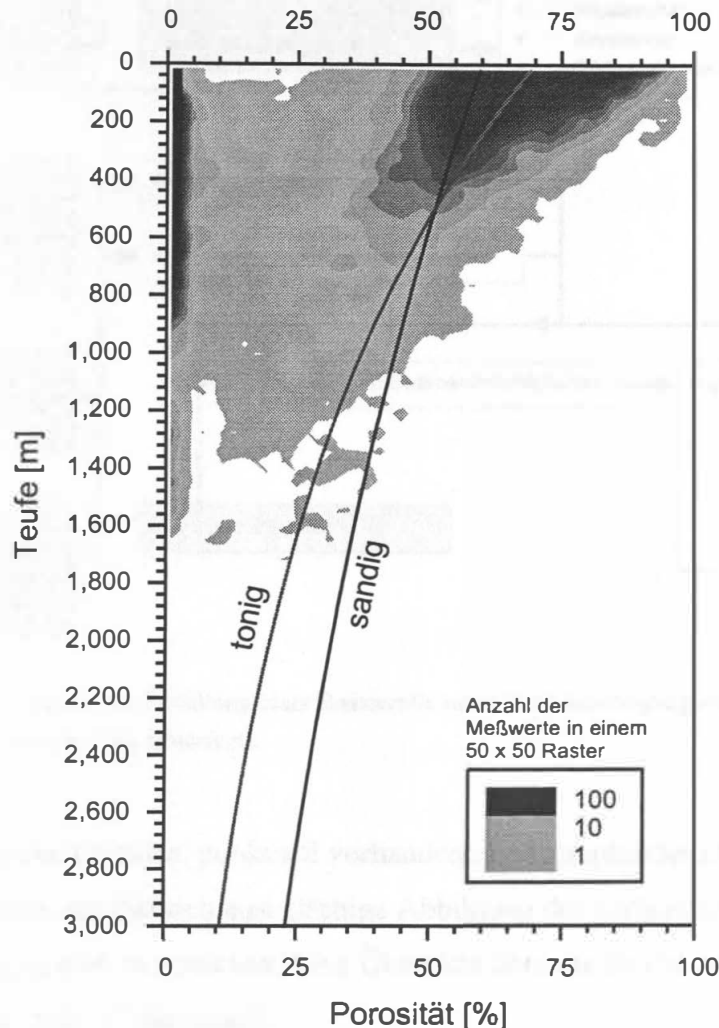


Abb. 16: Vergleich der Porositätsgleichungen von Wold (1992) mit Porositätsmessungen an DSDP- Proben. Dargestellt ist die Häufigkeit der Meßwerte auf einem 50 x 50 Raster im Diagramm.

Tatsächlich zeichnet eine Häufigkeitsverteilung der Messungen, in ausreichendem Maße die Relation der Kompaktionskurve für tonige Sedimente nach und darf daher als gute Annäherung an tatsächliche Porositäten angesehen werden.

3 Erstellung gerasterter Datensätze der Untersuchungsgebiete

Für das flächenhafte Arbeiten mit stratigraphischen Daten werden Daten mit Länge/Breite/Teufe/Alter über das Arbeitsgebiet benötigt. Stratigraphische Daten liegen aber überwiegend als Profile oder Bohrlöcher vor (Teufe/Alter), gelegentlich als interpretierte seismische Profile (Länge/Teufe/Alter) oder als bereits interpretierte Mächtigkeits- oder Isopachenkarten (Länge/Breite/Teufe/Alter). Darüber hinaus liegen die Datenpunkte nicht so regelmäßig verteilt, wie man es für zellenorientierte Rekonstruktionen benötigt. Daher mußte

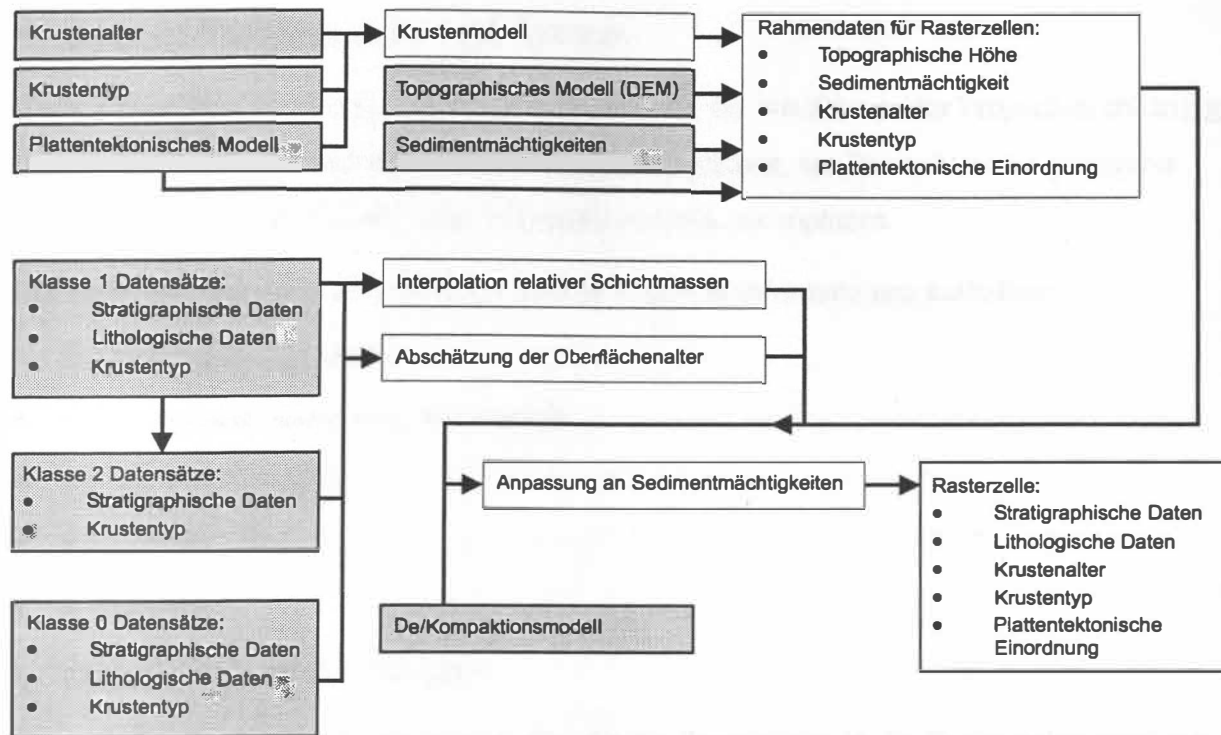


Abb. 17: Bearbeitungsschema zur Erstellung einer Rasterzelle unter Berücksichtigung verschiedener Datenquellen und Methoden (grau hinterlegt).

eine Methode entwickelt werden, punktuell vorhandene stratigraphische Daten auf große Flächen zu projizieren um dadurch eine flächige Abbildung der vorhandenen Informationen auf das Bearbeitungsgebiet zu erreichen. Eine Übersicht über die Beziehung der verwendeten Informationen ist in Abb. 17 dargestellt.

3.1 Benötigte Basisdaten

Für die Projektion werden verschiedene Eingabedaten benötigt:

- Lokale stratigraphische und lithologische Daten, die beliebig verteilt sein können,
- Rahmeninformationen für jede zu berechnende Rasterzelle.

Die stratigraphisch- lithologischen Primärdaten müssen folgende Informationen beinhalten:

- Lokation
- Oberflächenalter
- Krustenalter
- Krustentyp
- Altersfixpunkte
- Lithologieinformationen

- Datentyp / bzw. Genauigkeit, ggf. Referenz.

Diese Datensätze werden als Primärdaten bezeichnet. Sie werden vor der Projektion abhängig von der Genauigkeit und Referenz miteinander abgeglichen, um Datensätze mit geringerer Genauigkeit durch solche mit hoher Informationsdichte zu ergänzen.

Die Rahmendaten für jede Rasterzelle müssen folgende Informationen enthalten:

- Geographische Lokation
- topographische Höhe bzw. Wassertiefe
- Sedimentmächtigkeit
- Krustentyp
- Krustenalter
- Plattentektonische Zugehörigkeit

Diese bilden die Rahmenbedingungen, über die die Primärdaten in die Rasterzellen projiziert werden. Dabei wird für jede Rasterzelle eine Datei erstellt, die die entsprechenden Rahmendaten der Zelle enthält, sowie die Stratigraphie, die aus den nächstgelegenen Primärdatensätzen ermittelt wird. Die berechneten Rasterzellen müssen am Ende in jedem Punkt genau die hier definierten Vorgaben erfüllen. Besondere Bedeutung kommt dabei den Krustenaltern und der Sedimentmächtigkeit zu, die das Gerüst für die Interpolation darstellen.

3.2 Übersicht über die Rechenschritte

Die Berechnung der Projektion wird in folgenden Schritten vorgenommen:

- Sichtung der Primärdatensätze und Feststellen von stratigraphischen Referenzen
- Berechnung der Schichtmassen in den Primärdatensätzen
- Abgleich von Primärdaten unterschiedlicher Genauigkeit
- Feststellung des nächstgelegenen Primärdatensatzes jedes Quadranten für jede Rasterzelle
- Ermittlung der Oberflächenalter der Rasterzellen aus den referenzierten Primärdaten
- Erstellung der Stratigraphie mit den Schichten der jeweils nächstgelegenen Datensätze
- Berechnung eines nach Entfernung gewichteten Mittels der Schichtmassen aus den Daten der referenzierten Primärdaten.
- Anpassung der berechneten Schichtmassen an die Gesamtsedimentmächtigkeit der Zelle, wenn es sich um eine Zelle auf ozeanischer Kruste handelt.

Im Folgenden wird die Durchführung der aufgeführten Rechenschritte im Programm beschrieben.

3.3 Aufbereitung der Primärdaten unterschiedlicher Genauigkeit

Bei der Datenakquisition fallen Daten unterschiedlicher Qualität und Genauigkeit an. In diesem Falle wurden z.B. relativ genaue DSDP- und ODP-Daten verwendet, aber auch Daten aus der Literatur und von seismischen Profilen. Da diese oft nur wenige Reflektoren erkennen lassen, d.h. nur wenige Altersfixpunkte enthalten, und überdies keine Angaben über Lithologien vorhanden sind, ist es sinnvoll, sie mit den präziseren Daten wie DSDP- und ODP-Daten zu verknüpfen. Zu diesem Zweck werden die Primärdatensätze klassifiziert und referenziert. Es wurden drei Datenklassen festgelegt:

Klasse 1: Datensätze hoher Genauigkeit, z.B. DSDP-/ODP-Daten, die Lithologieangaben enthalten. Diese Daten werden bei der Berechnung der Zellen exakt so verwendet wie sie erfaßt worden sind.

Klasse 2: Datensätze geringer Genauigkeit, die nur wenige Altersfixpunkte und keine oder ungenaue lithologischen Angaben enthalten. Dies sind z.B. Daten aus seismischen Profilen oder die Datensätze anderer Bearbeiter, deren Lithologien auf einem anderen System beruhen als dem hier verwendeten. Diesen Datensätzen kann entweder ein Referenzdatensatz der Klasse 1 zugewiesen werden, oder alternativ der nächstgelegene Klasse 1-Datensatz, der denselben Krustentyp aufweist, gewählt werden. Bei Seismikdaten wurde jeweils der Datensatz zugewiesen, von dem aus die Reflektoren verfolgt wurden, d.h. von dem die Alter der Reflektoren abstammen. Anschließend wird die Stratigraphie und Lithologie des Klasse 1-Datensatzes unter Beibehaltung der relativen Schichtmassen des Klasse 2-Datensatzes in den Klasse 2 Datensatz hineininterpoliert.

Klasse 0: Daten, die nicht referenziert werden sollen und auf die nicht referenziert werden soll. Dabei handelt es sich hauptsächlich um Literaturdaten, die schon eine ausreichende Genauigkeit aufweisen oder Lokationen, die keine Sedimente enthalten, und/oder in keinem ursächlichen Zusammenhang zu anderen Daten stehen. Auf diese Datensätze wird weder referenziert, noch erhalten sie eine Referenz.

Zunächst werden für jeden Klasse 1-Primärdatensatz die Schichtmassen aus den Teufenangaben mit Hilfe der Kompaktionskurven berechnet. Anschließend werden die Referenzen aufgelöst, d.h. für Klasse 2-Datensätze der entsprechende vorgegebene oder nächstliegende Klasse 1-Datensatz bestimmt. Dann werden in jedes bekannte Alters-/Teufen-

Intervall der Klasse 2-Datensätze, die Schichten des zugeordneten Referenzdatensatzes unter Beibehaltung der Schichtmassen hineininterpoliert, und gleichzeitig die lithologischen Daten entsprechend der Referenz eingetragen. Um die Mächtigkeit der relativen Schichtmassen an das vorgegebene Teufenintervall und die zu erwartende Kompaktion anzupassen, werden diese um einen iterativ bestimmten Faktor modifiziert, um diese Bedingung zu erfüllen. Dadurch werden die Klasse 2-Datensätze um die stratigraphischen und lithologischen Informationen der Klasse 1-Datensätze ergänzt, damit eine möglichst hohe Auflösung der Daten erzielt werden kann.

Da die lithologischen Schichtgrenzen noch keine Alter enthalten, ist es erforderlich, diese zu interpolieren. Dazu wird für jedes Teufenintervall der terrigene Anteil bestimmt, und unter Annahme einer, im Intervall konstanten terrigenen Akkumulationsrate, linear interpoliert. Einträge anderer Herkunft, wie z.B. vulkanisches oder karbonatisches Material, soweit sie in den Lithologien erfaßt sind, verfälschen die Akkumulationsraten dadurch nicht. Vorausgesetzt wird implizit, daß die Varianz in den terrigenen Schüttungsraten geringeren Schwankungen unterworfen ist als die anderer Komponenten.

3.4 Ermittlung der Nachbarzellen

Anschließend wird für jede Rasterzelle der jeweils nächstgelegene Primärdatenpunkt jedes Quadranten berechnet. Diese vier Primärdateien bilden die Referenz und damit die Grundlage zur Berechnung der Stratigraphie jeder Rasterzelle. Dabei ist zu beachten, daß Zellen auf ozeanischer Kruste nur mit Primärdaten von ozeanischer Kruste verrechnet werden. Analoges gilt für Zellen auf kontinentaler Kruste. Der Grund dafür ist, daß die Mechanismen, die zu Erosion und Ablagerung von Sediment in Meeresbecken führen, völlig andere sind, als auf dem Schelf oder an Land. Daher können relative stratigraphische Angaben nicht einfach ineinander überführt werden. Es wäre z.B. wenig sinnvoll Schelfkarbonate in ein Tiefseebecken hineinzupolieren. Aus diesem Grunde werden bei der Projektion Zellen und Primärdatensätze auf ozeanischer Kruste und Zellen auf kontinentaler Kruste vollständig getrennt voneinander berechnet.

3.5 Abschätzung der Oberflächenalter

Der nächste Schritt besteht darin, für die Rasterzellen die Oberflächenalter abzuschätzen. Dies geschieht über eine nach Entfernung gewichtete Mittelung der Oberflächenalter der Referenzdatensätze.

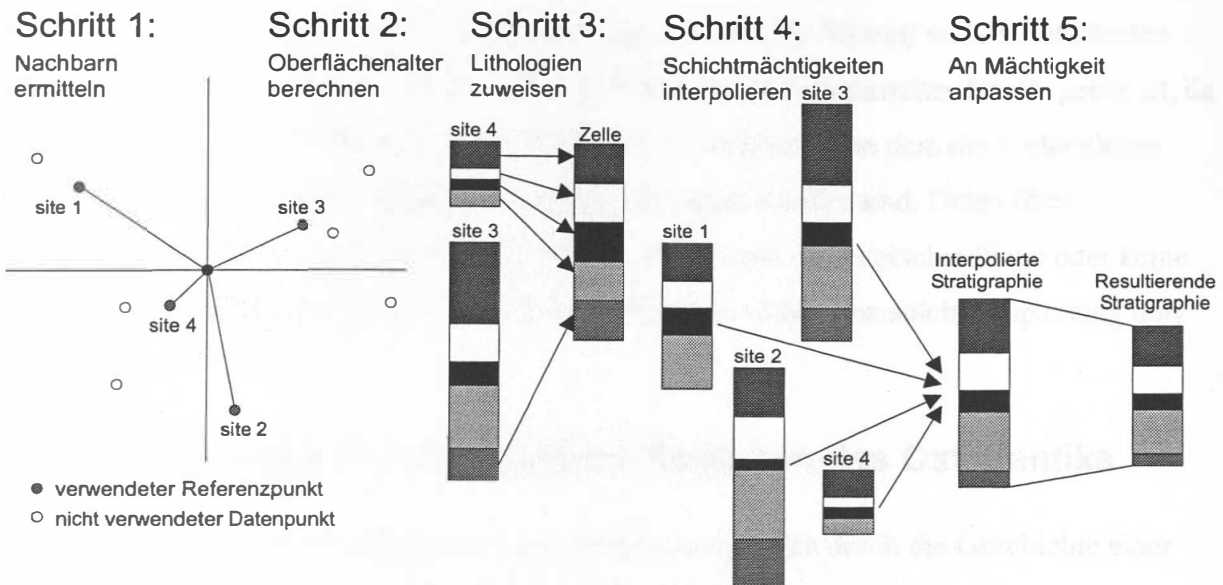


Abb. 18: Fünf Schritte, um die Stratigraphie einer Rasterzelle aus den benachbarten Datenpunkten zu interpolieren. 1. Als Referenzdaten werden die nächstgelegenen Datenpunkte der Rasterzelle für jeden Quadranten ermittelt; 2. Das Oberflächenalter der Rasterzelle wird aus den Referenzdaten durch ein nach Entfernung gewichtetes Mittel interpoliert; 3. Die lithologischen Informationen werden für jede Schicht aus der jeweils nächstgelegenen Referenz, die die betreffende Schicht enthält, übernommen; 4. Die Mächtigkeit jeder Schicht wird durch einen gewichteten Mittelwert aus den Referenzen interpoliert; 5. Die berechnete stratigraphische Abfolge wird an die Sedimentmächtigkeit der Rasterzelle angepaßt.

3.6 Interpolation der Schichtmassen

Die Stratigraphie der Rasterzellen wird nun für jede Zelle aus den bis zu vier Referenzdatensätzen berechnet (Abb. 18). Dazu wird jeder Referenzdatensatz überprüft, ob dieser das zu berechnende stratigraphische Intervall enthält. Nun wird die Masse des Intervalls in den ermittelten Referenzdatensätzen über einen nach Entfernung gewichteten Mittelwert gebildet. Diese Massen stellen noch nicht die tatsächlichen Sedimentmassen des Intervalls der Rasterzelle dar, sondern lediglich die relativen Schichtmassen im Intervall. Die tatsächlichen Massen müssen in einem späteren Schritt, wenn die Lithologien eingetragen sind, an die vorgegebenen Schichtmächtigkeiten angepaßt werden.

Da Lithologien keine numerischen Parameter sind, lassen sich daraus keine Mittelwerte bilden. Daher entstammen lithologische Parameter für jedes Zeitintervall dem jeweils nächstgelegenen Referenzdatensatz, der dieses Intervall enthält.

Die ermittelten relativen Sedimentmassen von Rasterzellen müssen nun noch an die evtl. vorgegebenen Sedimentmächtigkeiten der Zellen angepaßt werden. Dies geschieht nach einem iterativen Verfahren, indem die Sedimentmassen proportional um einen bestimmten Faktor modifiziert werden und anschließend die resultierende Gesamtmächtigkeit der Rasterzelle unter Berücksichtigung der Kompaktion berechnet wird. Falls diese größer als die

vorgegebene Mächtigkeit ist, wird der Faktor angepaßt und die Massen und Mächtigkeiten erneut berechnet, usw. Diese Anpassung ist nur für Zellen auf ozeanischer Kruste geeignet, da dort Oberflächen- und Krustenalter ein festes Intervall definieren, in dem die vorhandenen Sedimente mit bekannter Sedimentmächtigkeit abgelagert worden sind. Daten über Sedimentmächtigkeiten auf dem Schelf oder an Land weisen oft unterschiedliche oder keine gemeinsamen verlässlichen Ober- bzw. Untergrenzen auf, sodaß eine solche Anpassung dort nicht möglich ist.

4 Anwendungen auf verschiedene Regionen des Ostatlantiks

Massenakkumulationen in Sedimentbecken werden maßgeblich durch die Geschichte einer Region gesteuert und spiegeln diese daher in ihrem Verlauf wider. Massen-/ Altersverteilungen stellen die räumliche Hochrechnung der Akkumulationsraten auf ein gesamtes Becken dar, und lassen daher Schlüsse auf die relative quantitative Bedeutung von Ereignissen der Region zu. Im Idealfall sollte die Massen-/ Altersverteilung in einer Region einer Exponentialkurve folgen, da die Masse der Sedimente eines bestimmten Intervalls mit zunehmendem Alter durch Wiederaufarbeitung älteren Materials exponentiell abnimmt (Gilluly, 1949, Veizer und Jansen, 1979). Dieser Fall tritt jedoch nur dann ein, wenn die Sedimentation im Becken über die Zeit konstant bleibt und die relativen Erosionsfaktoren sich innerhalb der Region nicht verändern. Im Gegensatz dazu weisen hohe Massen in einem Zeitintervall oft auf regionale tektonischen Hebungen des Hinterlandes (Hay et al., 1989) oder starke Meeresspiegelschwankungen hin (Hay und Southam, 1977), während niedrige Raten auf Zeiten tektonischer Ruhe oder Erosion im Beckenbereich hindeuten können. Massen-/ Alters-Diagramme der einzelnen Regionen wurden aus der gerasterten Datenbasis der jeweiligen Regionen berechnet. Dazu wurden die Datensätze unter Berücksichtigung der Kompaktion in Massen umgerechnet und anschließend für jede Rasterzelle die Schichtmassen in Zeitintervallen von 1 My berechnet.

Hypsographische Kurven stellen die kumulative Fläche gegen die topographische Höhe einer Region dar. Die globale hypsographische Kurve auf Basis der ETOPO5 Daten ist in Abb. 19 dargestellt. Eine hypsographische Kurve sollte idealerweise einen exponentiellen Abfall vom topographischen Maximum gegen 0 m zeigen und von dort einen gleichmäßigen flach abfallenden Verlauf bis an die Schelfkante. Anschließend folgt ein steiles Gefälle zu den Tiefsee-Ebenen, die wiederum einen großen Anteil an der Gesamtfläche ausmachen. Deutliche Abweichungen von diesem Kurvenverlauf deuten auf Unregelmäßigkeiten in der betreffenden Höhenlage und evtl. auf tektonische Aktivität hin.

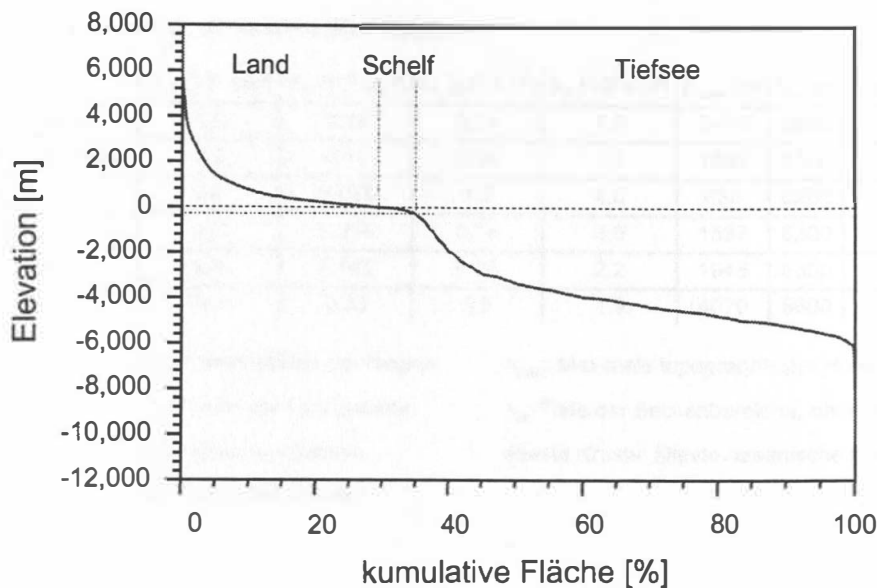


Abb. 19: Globale hypsographische Kurve auf Basis von ETOPO5 Daten.

Entscheidende Bedeutung kommt der Hypsographie eines Gebietes auch bei der Abgrenzung von Bereichen unterschiedlicher Sedimentationsregime und Krustenzugehörigkeiten zu. So kann in der Regel der Kontinentalhang, der Bereiche auf ozeanischer Kruste von Bereichen die auf kontinentaler Kruste gelegen sind, trennt, durch den Verlauf der Höhenlage, die das größte Gefälle in der hypsographischen Kurve erkennen läßt, mit guter Genauigkeit eingegrenzt werden.

Um Akkumulationsraten und Massen-/ Altersverteilungen verschiedener Gebiete miteinander vergleichen zu können, ist es nützlich, Sedimentationsräume voneinander abzugrenzen. Die Abgrenzungen erfolgten in der Regel nach strukturellen Merkmalen. So wurden Liefergebiete landseitig über Wasserscheiden abgegrenzt, die Becken selbst über Rücken und Schwellen, die sie voneinander trennen. Im Folgenden werden die Struktur, Datenbasis, Hypsographie und Massen-/ Altersverteilungen der bearbeiteten Gebiete von Norden nach Süden beschrieben. Die strukturellen Daten der einzelnen Regionen sind in Tabelle 1 zusammengefaßt.

4.1 Norwegen / GIN Region

4.1.1 Struktur

Für die Bearbeitung des östlichen Europäischen Nordmeeres wurde eine Region abgegrenzt, die im Wesentlichen aus dem Norwegenbecken und dem südlichen und mittleren Lofotenbecken als Sedimentfallen und dem westlichen Teil Skandinaviens, dem Barentsschelf

Tab. 1: Die strukturellen Daten der untersuchten Regionen.

| | A_{tot} [10^6 km^2] | A_S [10^6 km^2] | A_L [10^6 km^2] | A_B [10^6 km^2] | h_{max} [m] | h_B [m] | älteste Kruste [Ma] |
|----------------------------|--|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|----------------------|-----------|---------------------|
| Norwegen / GIN Region | 1.6 | 0.19 | 0.21 | 1.2 | 2470 | 3800 | 57 |
| Biskaya / Porcupine Region | 2.2 | 0.10 | 0.34 | 1.7 | 1886 | 5300 | ~90 |
| Kanarische Region | 5.2 | 0.034 | 1.2 | 4.0 | 630 | 6200 | 165 |
| Kap Verde Region | 4.7 | 0.024 | 0.74 | 3.9 | 1537 | 6200 | 165 |
| Sierra Leone Region | 2.6 | 0.085 | 0.28 | 2.2 | 1948 | 5300 | 165 |
| Guinea Becken Region | 5.6 | 0.25 | 3.5 | 1.9 | 4070 | 5600 | 127 |

A_{tot} : Gesamtfläche der Region

h_{max} : Maximale topographische Höhe

A_L : Fläche der Landgebiete

h_B : Tiefe der Beckenbereiche, ohne Rinnen

A_S : Fläche der Schelfe

älteste Kruste: älteste ozeanische Kruste, abgeschätzt

A_B : Fläche der Becken

zwischen Skandinavien und der Bäreninsel (Bjornöya Trough) und der nördlichen Nordsee als Liefergebieten besteht (Abb. 20). Zu den Rändern hin werden die Tiefseebecken im Westen vom Mohns- und Jan Mayen Rücken begrenzt, im Süden vom Island-Färöer Rücken, dem Nordsee-Schelf, der Norwegischen Rinne und dem skandinavischen Schelf mit dem Vøring Plateau. Im Norden liegt der große Sedimentfächer, der vor der Bäreninsel ins Lofotenbecken hineinreicht und nur teilweise zum Untersuchungsgebiet gerechnet wird, da die darin enthaltenen oberpliozänen und pleistozänen Sedimente überwiegend vom Barentsschelf und dessen Hinterland stammen (Faleide et al., 1996). Die tiefsten Stellen der Beckenbereiche liegen im Norwegenbecken bei fast 4000 m, im Lofotenbecken bei etwa 3300 m.

Die Liefergebiete wurden durch die Skandinavien von Norden nach Süden durchziehende Wasserscheide abgegrenzt und umfassen die Einzugsgebiete der vielen kleineren, Skandinavien nach Westen entwässernden Flüsse, die an der Küste in Fjorde münden. Außerdem sind Teile des Barentsschelfes um die Bäreninsel (Bjornöya Trough), sowie die Gebiete der Shetland Inseln mit der Viking Bank und den Färöer Inseln in der Region enthalten. Da das Einzugsgebiet des Bäreninselfächers jedoch nicht klar abzugrenzen ist, und vermutlich im Verlaufe der Geschichte des Gebietes stark variiert hat (Gataullin, 1996; Polyak, 1996; Mangerud et al., 1996), ist hier eine beträchtliche Unsicherheit in Bezug auf das Sedimentliefergebiet gegeben. In der Tat muß angenommen werden, daß es sich auf erheblich größere Teile des Barentsschelfes und Landgebiete erstreckt als hier angenommen wurde (Vorren et al., 1991). Da aber für die Bereiche jenseits der Bäreninsel keine Daten vorlagen, konnten diese nicht in das Untersuchungsgebiet einbezogen werden.

Die ältesten Magnetlineationen im Norwegenbecken reichen bis Lineation 24, etwa entsprechend einem Alter von 55.6 Ma (Talwani und Eldholm, 1977). Die ältesten Intervalle

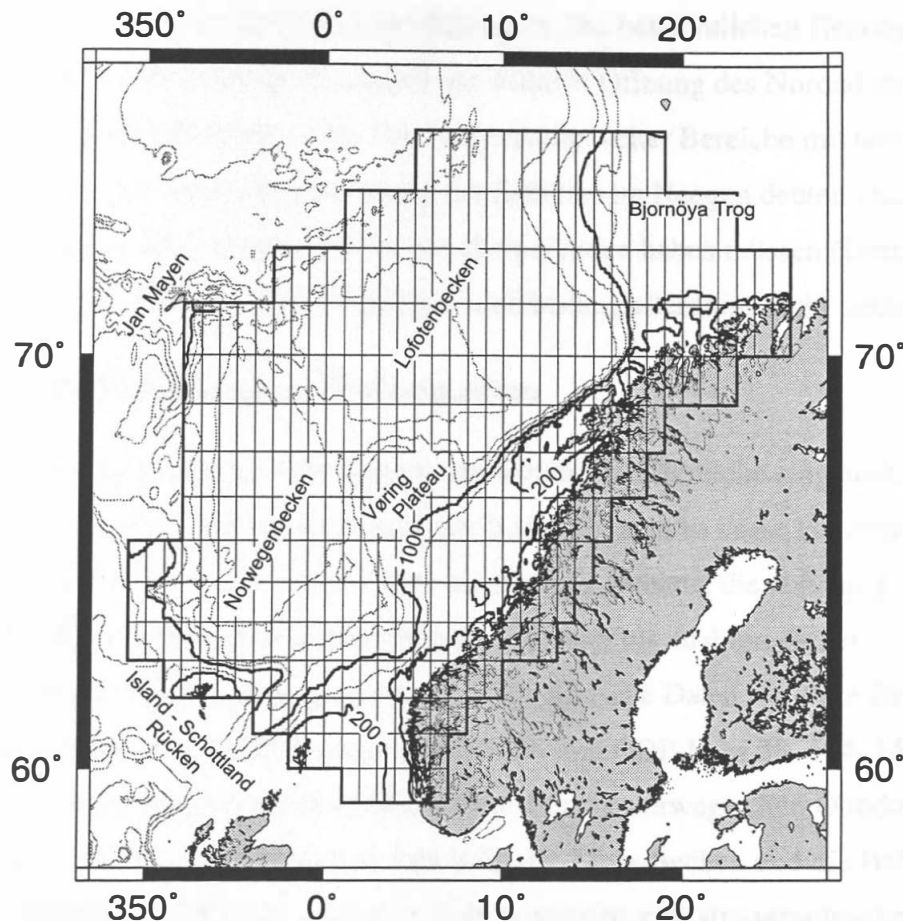


Abb. 20: Topographie der Norwegen / GIN Region. Überlagert ist das zur Bearbeitung verwendete 1 x 1° Zellraster, sowie die 200 m Isobathe, die den Schelfverlauf nachzeichnet. Die 1000 m Isobathe markiert die Grenze zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste, mit Ausnahme des Bereiches am Island - Schottland Rücken und Jan Mayen, die als ozeanisch angenommen werden.

des Lofotenbeckens sind ein wenig älter, die Lineationen reichen bis Intervall 24b (56 Ma). Das zu unterschiedlichen Zeiten einsetzende Spreading führte zu einer tektonisch äußerst komplexen Übergangszone, innerhalb derer die genauen Alter kleiner Lineationen z.T. nicht geklärt sind (Abb. 5). Im nördlichen Lofotenbecken sind durch die Überlagerung durch die Sedimente des Bäreninsel-Sedimentfächers ebenfalls keine Lineationen zur Altersbestimmung bekannt. Es wird davon ausgegangen, daß sich das Europäische Nordmeer im mittleren bis späten Paläozän von Süden nach Norden geöffnet hat. Eldholm (1991) gibt für den Beginn des Spreadings zwischen Grönland und Eurasien einen Zeitpunkt von etwa 57.7 Ma an.

Die metamorphe Basis Skandinaviens selbst kann als eine zergliederte Domstruktur, mit marginalen Bedeckungen von mesozoischen und känozoischen Sedimenten, die vom Dom weg einfallen, beschrieben werden (Sigmond, 1993). Die höchste Erhebung liegt im Norden bei etwa 2500 m, im Süden bei etwa 2100 m. Als Folge von Hebungen und der erhöhten Erosion durch glaziale Ereignisse wurden während des späten Pliozäns und Pleistozäns

mächtige Sedimentfächer im Schelfbereich abgelagert. Die beträchtlichen Hebungen wurden zunächst auf vertikale Bewegungen während der initialen Öffnung des Nordatlantiks im Paläozän zurückgeführt (Torske, 1972). Die Verformung weiter Bereiche mit tertiären Sedimenten, sowie eine deutliche Absenkung des Schelfes im Neogen deuten jedoch darauf hin, daß auch beträchtliche neogene Hebungen stattgefunden haben müssen (Doré, 1992). Die Mechanismen für die Ursache dieser Hebungen sind bislang allerdings nicht bekannt.

4.1.2 Sedimentbedeckung und Datenquellen

Durch die Sedimentbedeckung ist die Region deutlich in zwei Bereiche eingeteilt. Auf der einen Seite liegt der Skandinavischen Schild, der landseitig nahezu keine känozoischen Sedimente aufweist und auf der anderen Seite die marinen Gebiete, die abhängig von der Entstehung der darunterliegenden ozeanischen Kruste unter bis zu 4 km dicker Sedimentbedeckung liegen. Lithologische und stratigraphische Daten für diese Regionen stammen überwiegend von den Bohrungen der DSDP- und ODP-Legs 38, 104, 151 und 152. Für Landgebiete lagen einige veröffentlichte Bohrungen der norwegischen Ölindustrie vom Nordseeschelf, sowie dem Norwegischen Schelf für das Møre Becken und die Haltern Terrasse vor (Aichinger, 1997). Im südlichen Teil existierten gute stratigraphische Stützpunkte aus der Datenbasis von Wold (1992), der allerdings anmerkt, daß es für die tieferen Bereiche des Norwegenbeckens nur wenig verlässliche Daten gibt. Die sedimentfreien Regionen des metamorphen Untergrundes Skandinaviens wurden mit Hilfe des Geological World Atlas (UNESCO) erfaßt.

4.1.3 Hypsographie

Die hypsographische Kurve auf Basis der ETOPO5 Daten (Abb. 21), bei der die kumulative Fläche gegen die topographische Höhe aufgetragen ist, zeigt, daß sich im Europäischen Nordmeer nicht die typischen Strukturen ausgebildet haben. Bis auf einen klar definierten, jedoch relativ tief reichenden Schelfbereich, ist keines der Merkmale einer typischen hypsographischen Kurve im Europäischen Nordmeer zu finden. Es fehlen sowohl der exponentielle Verlauf mit dem flachen Bereich der fluviatilen Schwemmebenen an der Küste, wie auch der ausgeprägte Kontinentalhang oder eine Tiefsee-Ebene. Statt dessen läßt sich die Hypsographie in 3 Bereiche gliedern: ein zur Küste hin steil abfallendes Hinterland, einen tiefen Schelfbereich und eine von dort kontinuierlich verlaufende Absenkung ohne ausgeprägte Plateaus. Die gleichmäßige Verteilung der topographischen und bathymetrischen Höhen- bzw. Tiefenlagen in allen drei Bereichen deutet auf eine im kontinentalen und

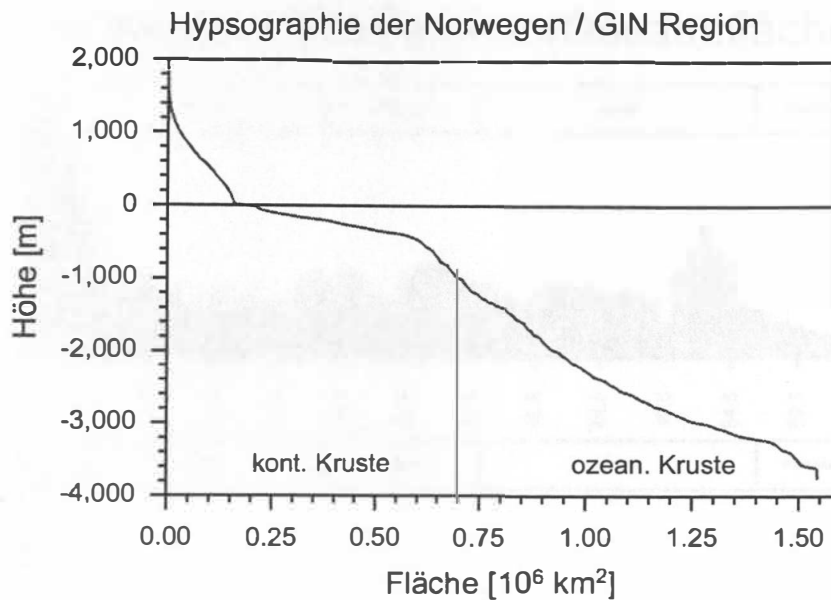


Abb. 21: Hypsographie der Norwegen / GIN Region auf Basis der ETOPO5 Daten. Die Krustengrenze markiert die Trennlinie zwischen kontinentalen und ozeanischen Krustenbereichen.

ozeanischen Bereich junge Aktivität dieser Region hin, bei der Hebungen des Hinterlandes sich noch nicht in der Bildung eines typischen hypsographischen Profils niedergeschlagen und die Schelfe noch nicht den zu erwartenden Füllungsgrad erreicht haben. Die Tiefsee-Ebenen könnten entweder noch nicht vollständig ausgeprägt sein (Johnson und Heezen, 1967; Eldholm und Windisch, 1974) oder dieser Bereich hat zwischenzeitlich Hebungen erfahren (Kennett, 1982; Emery und Uchupi, 1984).

Das fehlende strukturelle Profil des Europäischen Nordmeeres macht es schwer, die erforderlichen Abgrenzungen für die Krustenzugehörigkeit vorzunehmen. Für diese Untersuchung wurde die bathymetrische Grenze, unterhalb derer bei der Rasterberechnung die Kruste einer Zelle als ozeanisch angenommen wird bei 1000 m Wassertiefe angesiedelt. Für alle darüber liegenden Zellen wird kontinentale Kruste als Basis angenommen. Diese Tiefenlage liegt etwa 1000 m oberhalb derer, in der üblicherweise in anderen Regionen der Kontinentalhang liegt, zeichnet aber für die meisten Bereiche ein realistisches Bild. So kommt durch diese Abgrenzung der größte Teil des Vøring Plateaus auf ozeanischer Kruste zu liegen, was als realistisch einzuschätzen ist.

Die Fläche der gesamten Region beträgt etwa $1.6 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Diese setzt sich heutzutage aus ca. $1.2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ Beckenbereichen, ca. $0.19 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ Schelfbereich und $0.21 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ Landgebieten zusammen.

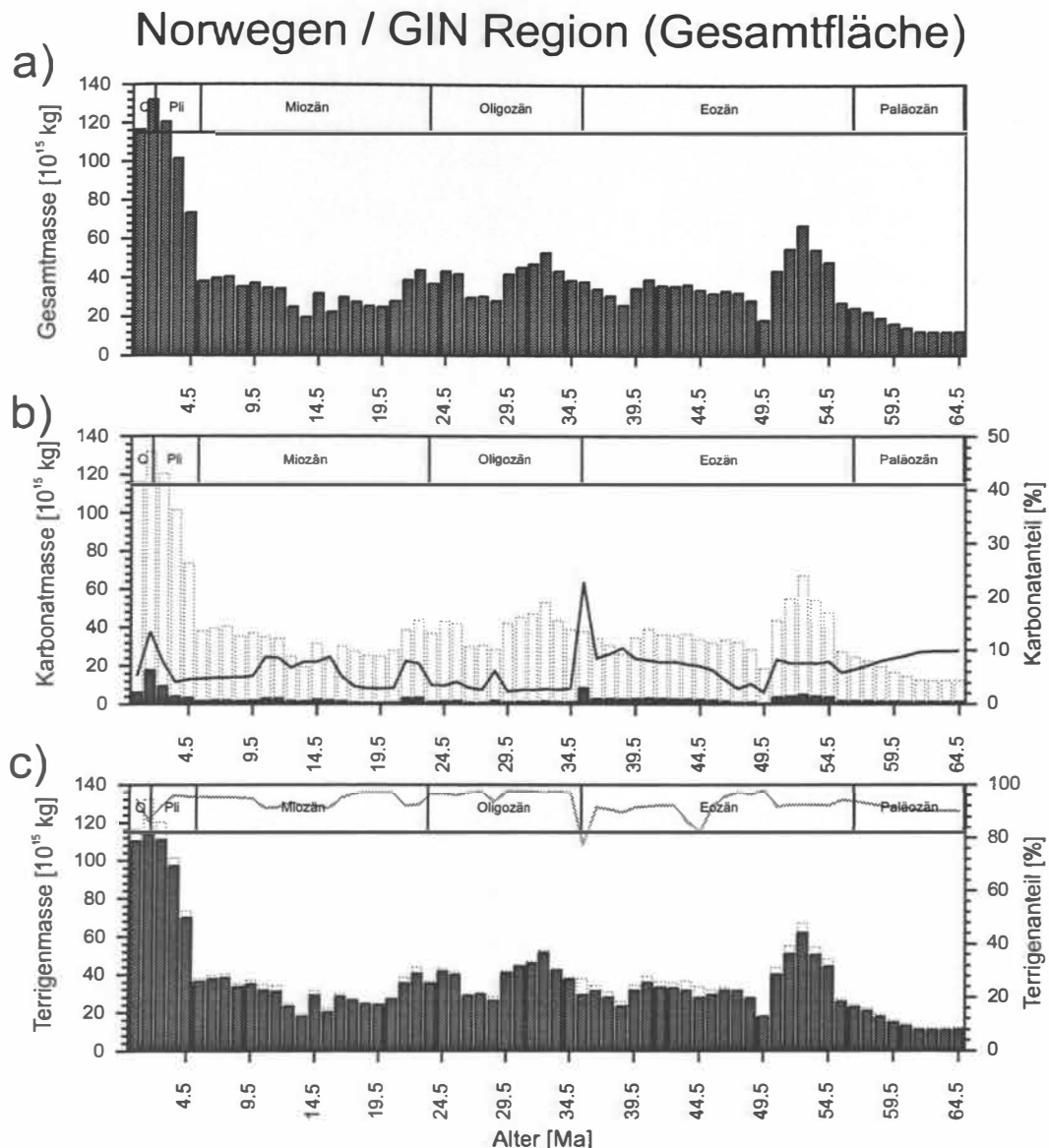


Abb. 22: Massen-/ Altersverteilung der Sedimente in der Norwegen / GIN Region. Die punktierten Balken stellen jeweils die Gesamtmasse dar (Abb. a). Die Linien bezeichnen den Karbonat- bzw. Terrigenanteil am Gesamtsediment.

4.1.4 Massen-/ Altersverteilungen

Die Massen-/Alters-Diagramme der Norwegen / GIN Region (Abb. 22 und 23) weisen aufgrund der neogenen Hebungsgeschichte generell hohe Werte im Plio- und Pleistozän auf. Die Gesamtverteilung der Sedimentmassen zeigt ein deutliches Maximum im Pliozän mit um die $120 \cdot 10^{15}$ kg/My, sowie einen schwächer ausgebildetes Maximum um 50 – 55 Ma mit $60 \cdot 10^{15}$ kg/My. Im frühen Paläozän treten aufgrund des erst später einsetzenden Spreadings erwartungsgemäß niedrige Werte von etwa $15 \cdot 10^{15}$ kg/My auf. Diese erreichen zwischen mittlerem Eozän und der Mio-Pliozän Grenze Werte von $ca. 36 \pm 15 \cdot 10^{15}$ kg/My, mit tendenziell höheren Werten im Oligozän und niedrigeren Werten im Miozän.

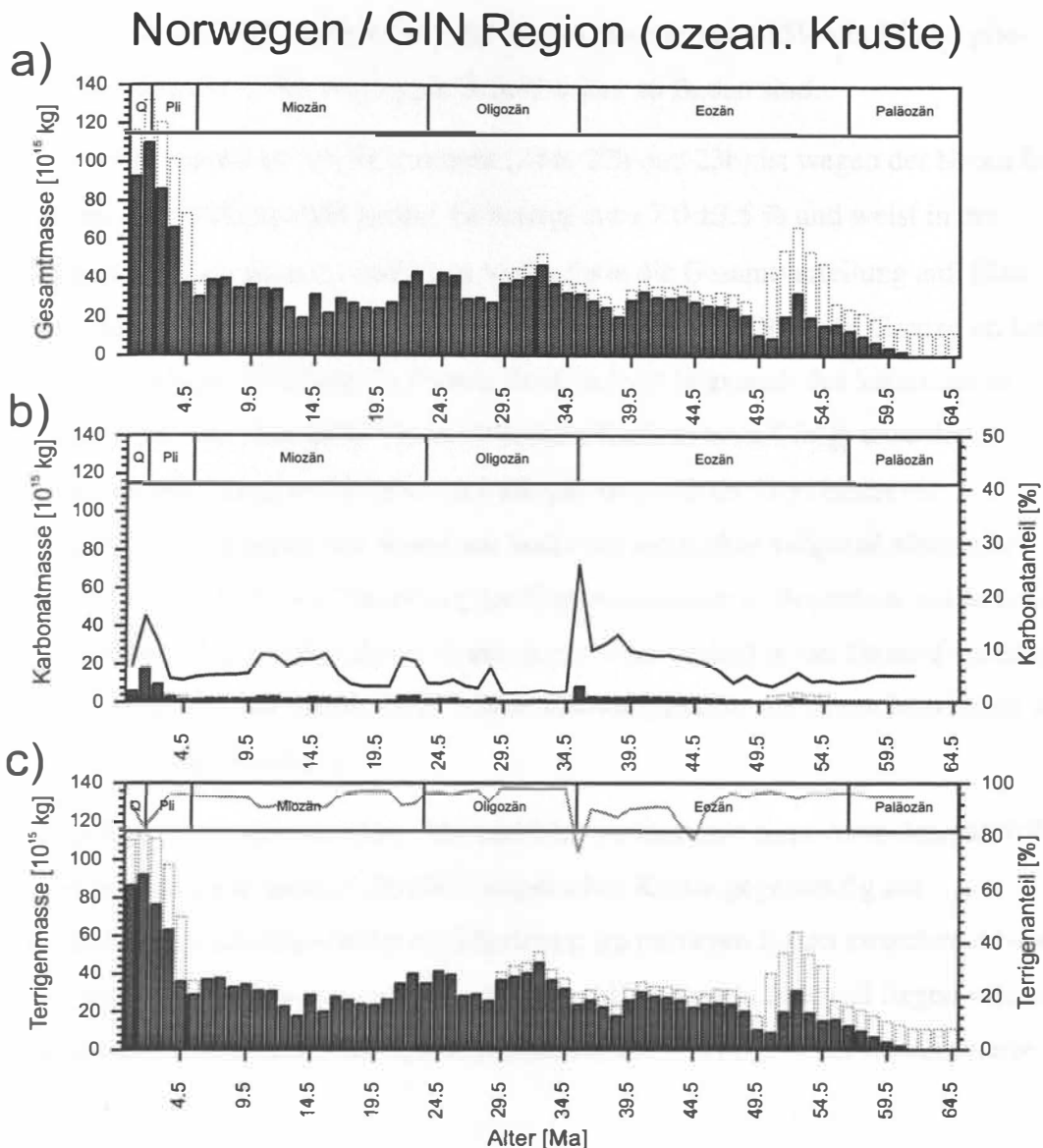


Abb. 23: Massen-/ Altersverteilung der Sedimente in der Norwegen / GIN Region auf den ozeanischen Krustenbereichen. Die punktierten Balken stellen die Masse in der gesamten Region (Abb. 22) der jeweiligen Kategorie dar. Die Linien bezeichnen den Karbonat- bzw. Terrigenanteil an den Sedimenten auf ozeanischen Krustenbereichen.

Im Vergleich mit der Massenverteilung auf Bereichen mit ozeanischer Kruste (Abb. 23a) zeigt sich, daß die Sedimentmassen des eozänen Maximums zu rund 2/3 am Schelf abgelagert worden sind. In der Tat findet sich der größte Teil dieser Massen auf dem südlichen Schelf vor den Shetland Inseln und Südnorwegen. Dementsprechend zeigt sich im ozeanischen Bereich ein gradueller Anstieg der abgelagerten Sedimentmassen bis zum frühen Oligozän mit ca. $50 \cdot 10^{15}$ kg/My. Im Bereich zwischen mittlerem Oligozän und der Miozän – Pliozän-Grenze liegt im Schelfbereich und an Land eine Schichtlücke vor, d.h. es tritt dieselbe variable Massenverteilung von $36 \pm 15 \cdot 10^{15}$ kg/My wie in der Gesamtmassenverteilung auf. Sedimentmassen in ozeanischen Bereichen machen im Plio- Pleistozän einen Anteil von etwa

85% der Gesamtmasse aus. Umgekehrt folgt daraus, dass nur etwa 15% der Masse plio-pleistozäner Sedimente in den mächtigen Schelfbecken zu finden sind.

Der karbonatische Anteil an den Sedimenten (Abb. 22b und 23b) ist wegen der hohen Breite dieser Region, erwartungsgemäß gering. Er beträgt etwa $7.0 \pm 3.5 \%$ und weist in der Massenverteilung einen generell ähnlichen Verlauf wie die Gesamtverteilung auf. Eine Ausnahme bildet ein kleines Karbonatmaximum an der Eozän – Oligozän Grenze im Intervall 35 – 36 Ma der Gesamtverteilung. In diesem Zeitabschnitt liegt auch das känozoische Karbonatmaximum von über 20%. Der beckenweite Karbonatanteil folgt etwa der Karbonatmassenverteilung, weicht aber im Paläozän deutlich ab. Dort bleibt die Karbonatmasse zwar konstant, der Anteil am Sediment steigt aber aufgrund sinkender terrigener Anteile deutlich. Die Verteilung der Karbonatmassen in Bereichen mit ozeanischer Kruste ist im Intervall 0-43 Ma nahezu identisch mit dem Verlauf in der Gesamtverteilung, weist aber im Paläozän und Eozän etwas höhere Karbonatanteile mit einem Maximum von 26% im 35 – 36 Ma Intervall auf.

Der Anteil terrigener Sedimente (Abb. 22c und 23c) verläuft mit einer Ausnahme sowohl in der Gesamtverteilung wie auch im Bereich ozeanischer Kruste gegenläufig zur Karbonatkurve. Die Ausnahme bildet ein Maximum im mittleren Eozän zwischen 43 – 46 Ma, das auf den Karbonatkurven nicht abgebildet wird. In diesem Intervall liegen vulkanische Ablagerungen in einigen Stellen des Beckenbereiches vor, die bis 7% der Gesamtmasse ausmachen.

4.2 Biskaya / Porcupine Region

4.2.1 Struktur

Diese Region umfaßt als Sedimentationsräume die Porcupine und Biskaya Tiefsee-Ebenen und die Einzugsgebiete der in die Biskaya entwässernden Flüsse (Abb. 24). Die Becken werden landseitig vom schmalen Schelf am Nordrand der Pyrenäen begrenzt, dem französischen Schelf, der die Biskaya einschließt und dem südlichen bis östlichen britisch-irischen Schelf bis etwa auf die Höhe des Feni-Rückens. Im Westen vom Mittelozeanischen Rücken abgeteilt, bilden der Kings Trough und der Azoren-Biskaya Rise bis zur Galicia Bank den südlichen Rand des Gebietes.

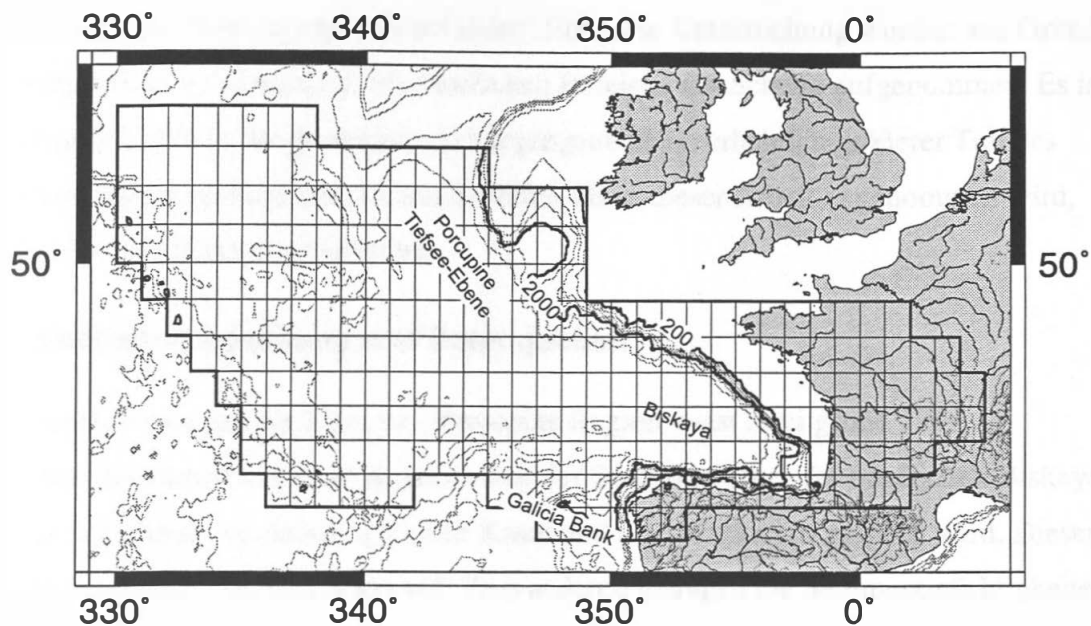


Abb. 24: Topographie der Biskaya / Porcupine Region. Überlagert ist das zur Bearbeitung verwendete 1 x 1° Zellraster, sowie die 200 m Isobathe, die den Schelfverlauf nachzeichnet. Die 2000 m Isobathe markiert die Grenze zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste.

Als Liefergebiete wurden die Einzugsgebiete der Garonne, Loire und einiger kleinerer Flüsse der Pyrenäen und Bretagne ins Arbeitsgebiet aufgenommen. Diese umfassen große Teile der Bretagne, Normandie, Teile des Zentralmassivs und die nördlichen Pyrenäen.

Die Entwicklung der Biskaya zwischen der Iberischen und der Eurasischen Platte ist in den Anfängen sehr komplex und nicht vollständig geklärt. Sicher ist jedoch, daß die heutige Plattenkonfiguration etwa seit dem Paläozän besteht. Zu dieser Zeit bestand noch eine Verbindung nach Osten zum Mittelmeer entlang den heutigen Pyrenäen (Montadert et al., 1979, Boillot et al., 1985), während im Paläozän – Eozän am Nordrand Galiziens eine Subduktionszone ausgebildet war, die Iberien über das Biskayabecken schob (Le Pichon et al., 1971; Boillot et al., 1979) und möglicherweise bis ins Miozän aktiv war (Roest und Srivastava, 1991). Die Länge des durch Subduktion verschluckten ozeanischen Streifens wird auf 40 km (Srivastava et al., 1990) und bis 120 km (Le Pichon und Sibuet, 1971; Grimaud et al., 1982) geschätzt. Große Teile der Sedimentbedeckung der subduzierten Kruste wurden an der nordspanischen Küste akkreditiert. Im Oligozän wurden die plattentektonischen Bewegungen Iberiens unter Bildung der Pyrenäen weitgehend abgeschlossen, während sich bedeutende Abschnitte der Alpenorogenese später vollzogen haben.

Demgegenüber sind die nördlichen Bereiche der Biskaya von einem typischen atlantischen, passiven Kontinentalrand geprägt. Das Einzugsgebiet der Beckenbereiche auf den Schelfen ist im Bereich der englischen und irischen Schelfe nicht sicher abzugrenzen und hat im Verlaufe

der Geschichte der Region vermutlich variiert. Für diese Untersuchung wurden aus Gründen der Verfügbarkeit von Daten nur die randlichen Bereiche der Schelfe aufgenommen. Es ist wahrscheinlich, daß in der geologischen Vergangenheit ein erheblich größerer Teil des Englischen Kanals und des südirischen Schelfes, als in dieser Arbeit angenommen wird, Sedimente an die Biskaya geliefert hat.

4.2.2 Sedimentbedeckung und Datenquellen

Die Sedimentverteilung der Biskaya - Porcupine Region weist zwei große Sedimentationszentren auf. Dies ist zum einen der Sedimentfächer der nördlichen Biskaya, der durch Sedimente aus dem Englischen Kanal und Nordfrankreich gespeist wird. Dieser weist Mächtigkeiten von über 8 km auf. Zum anderen betragen die Sedimentmächtigkeiten der vor Galizien gelegenen Bereiche der Biskaya z.T. über 7 km. Die zum Mittelatlantischen Rücken hin gelegenen Regionen weisen mittlere Sedimentmächtigkeiten um 100m bis etwa 500m auf. Damit liegt diese Region im Zwischenbereich zwischen den Bereichen südlich von 30°N, in denen die Umgebung des Mittelozeanischen Rückens in einem hunderte Kilometer weiten Streifen praktisch sedimentfrei ist, und sich die Sedimentmassen zu den Kontinenten hin sehr stark anhäufen, während die beckenweite Verteilung im Nordatlantik gleichmäßiger ist.

Wichtigste lithologische und stratigraphische Datenquellen für die Beckenbereiche waren die Bohrungen der DSDP- und ODP-Legs 12, 38, 48, 80, 81, 94, 103, 149 und 162. Zusätzliche stratigraphische Daten entstammen der Bearbeitungen der Biskaya von DeConto (1993). Landseitig wurden Gegenden ohne känozoische Sedimentbedeckung mit dem Geological World Atlas (UNESCO) kartiert. Lithologische und stratigraphische Daten für die mächtigen Sedimentbecken von Aquitanien und Paris entstammen detaillierten Isopachenkarten, aus der Kohlenwasserstoffexploration der 60er Jahre (Mègnien und Mègnien, (Eds.), 1980; Kieken, (Ed.), 197?).

4.2.3 Hypsographie

Die hypsographische Kurve der Biskaya - Porcupine Region (Abb. 25) zeigt einen exponentiellen Verlauf bis zur Schelfkante, einen steilen Kontinentalhang und eine ausgeprägte Tiefsee-Ebene. Ungewöhnlich ist, daß kein markanter Übergang vom Flachland in den Schelfbereich erkennbar ist, der üblicherweise eine leichte Kante oder Verflachung im Schelfbereich aufweist. Ansonsten deutet die gut ausgebildete Kurve auf ein seit langer Zeit stabiles Hinterland ohne starke tektonische Bewegungen und eine kontinuierliche Öffnung

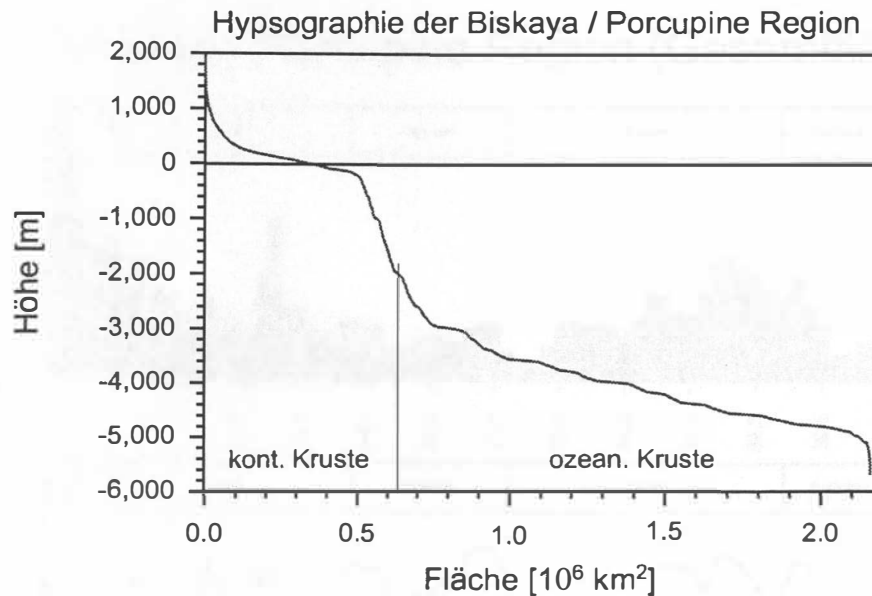


Abb. 25: Hypsographie der Biskaya / Porcupine Region auf Basis der ETOPOS Daten. Die Krustengrenze markiert die Trennlinie zwischen kontinentalen und ozeanischen Krustenbereichen.

des Beckens. Durch den steilen Kontinentalhang läßt sich die Grenze zwischen Bereichen kontinentaler und ozeanischer Kruste mit geringer Unsicherheit behaftet auf -2000 m festlegen.

Die Gesamtfläche der Biskaya – Porcupine Region beträgt ca. $2.2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, zusammengesetzt aus etwa $1.7 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ Beckenbereich, $0.10 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ Schelf und $0.34 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ Landgebiete.

4.2.4 Massen-/ Altersverteilungen

Die Massenverteilung der Biskaya / Porcupine Region (Abb. 26) zeigt in den Gesamtmassen Werte um $40 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$. Es existieren drei Maxima, von denen das älteste im frühen Eozän Massen bis $75 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$ aufweist, ein weiteres im frühen Miozän Werte bis $95 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$ und ein plio- pleistozänes Maximum mit Werten von fast $160 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$. Deutliche Minima liegen im Paläozän und späten Eozän mit Werten um $13 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$.

Die Massenverteilung auf ozeanischen Krustenbereichen (Abb. 27) zeichnet den Verlauf der Gesamtverteilung gut nach und belegt, daß über 80% der in der Region abgelagerten Sedimente in den Beckenbereichen vorkommen. Dabei zeigt sich in den auf kontinentaler Kruste gelegenen Bereichen eine Sedimentmassenverteilung, die ein deutliches Maximum im frühen und mittleren Eozän um $18 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$ aufweist, während die übrigen Zeitabschnitte eine eher gleichmäßige Verteilung um $7 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$ verzeichnen. Zum Pleistozän steigen die Massen noch einmal leicht auf $15 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$ an.

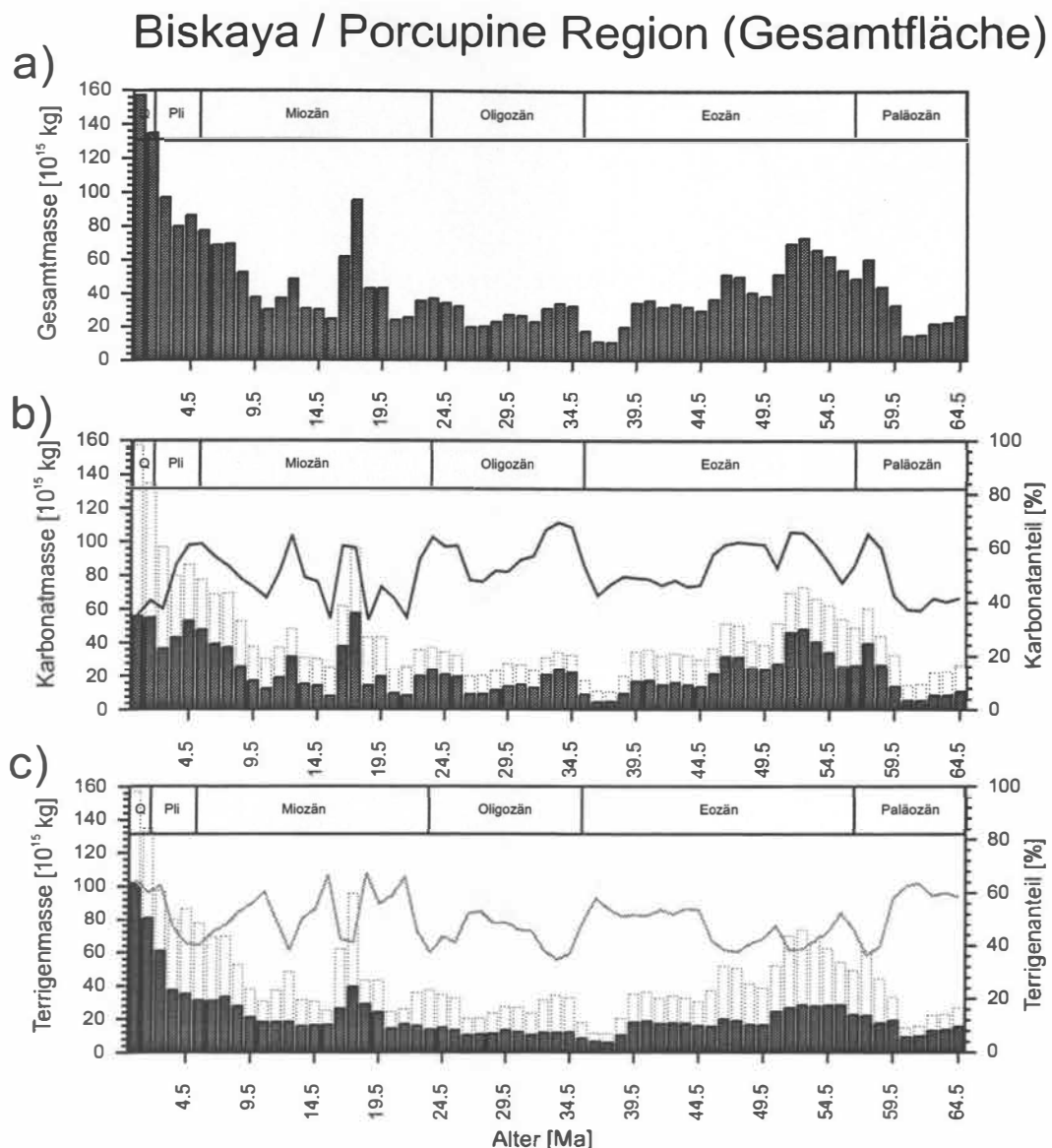


Abb. 26: Massen-/ Altersverteilung der Sedimente in der Biskaya / Porcupine Region. Die punktierten Balken stellen jeweils die Gesamtmasse dar (Abb. a). Die Linien bezeichnen den Karbonat- bzw. Terrigenanteil am Gesamtsediment.

Auch die Verteilung der Karbonatmassen zeichnet in der Tendenz die Verteilung der Gesamtmassen mit den Spitzenwerten im frühen Eozän, frühen Miozän und Pliozän mit Maximalwerten um $55 \cdot 10^{15}$ kg/My nach. Der Anteil am Gesamtsediment bewegt sich von 35 – 70%. Maxima im Karbonatanteil gehen, mit Ausnahme des Intervalls 0 - 3 Ma, mit Maxima in der Karbonatakkumulation einher. Die Karbonatmassenverteilung in Bereichen mit ozeanischer Kruste belegt, daß känozoische Karbonate fast ausschließlich in diesem Bereich auftreten. Die Karbonatmassen auf kontinentalen Bereichen sind gering und auf Zeiträume zwischen dem Paläozän und Oligozän beschränkt.

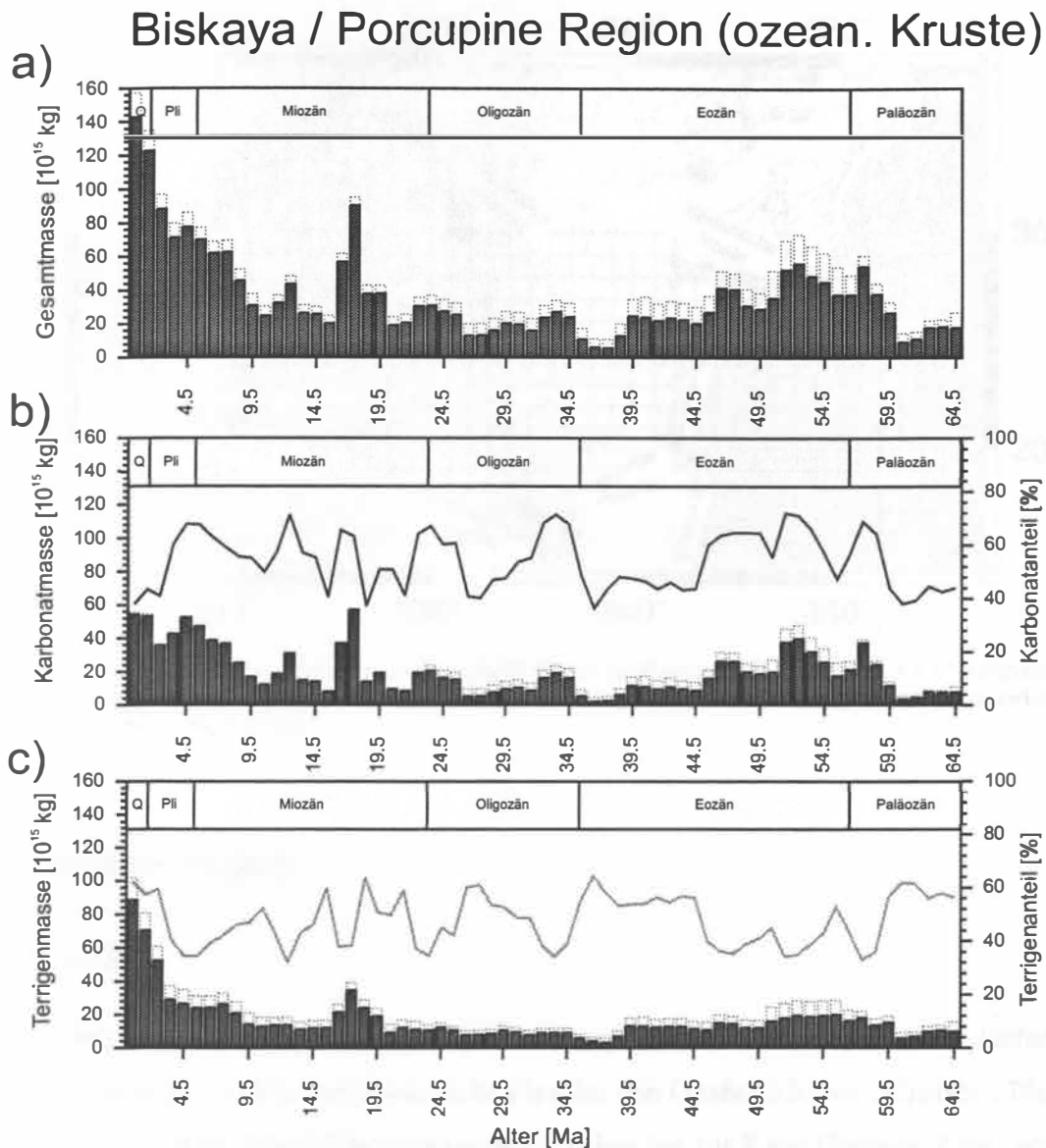


Abb. 27: Massen-/ Altersverteilung der Sedimente in der Biskaya / Porcupine Region auf den ozeanischen Krustenbereichen. Die punktierten Balken stellen die Masse in der gesamten Region (Abb. 26) der jeweiligen Kategorie dar. Die Linien bezeichnen den Karbonat- bzw. Terrigenanteil an den Sedimenten auf ozeanischen Krustenbereichen.

Die Massen-/ Altersverteilung terrigener Sedimente weist einen methodisch bedingten gleichmäßigeren Verlauf auf als die Karbonat- und Gesamtsedimentverteilung. Auch hier zeigen sich in denselben Bereichen im frühen Eozän, frühen Miozän und Plio-Pleistozän Maxima, die allerdings weit weniger deutlich ausfallen als in den anderen Diagrammen dieser Region. Der Anteil terrigener Sedimente hat einen zur Karbonatkurve durchgehend komplementären Verlauf, der belegt, daß keine bedeutenden Mengen vulkanischer Gesteine oder Evaporite in der Region auftreten. In Bereichen ozeanischer Kruste liegen etwa 75% aller in der Biskaya / Porcupine Region abgelagerten terrigenen Sedimente. Der generelle Verlauf entspricht dem der terrigenen Gesamtverteilung.

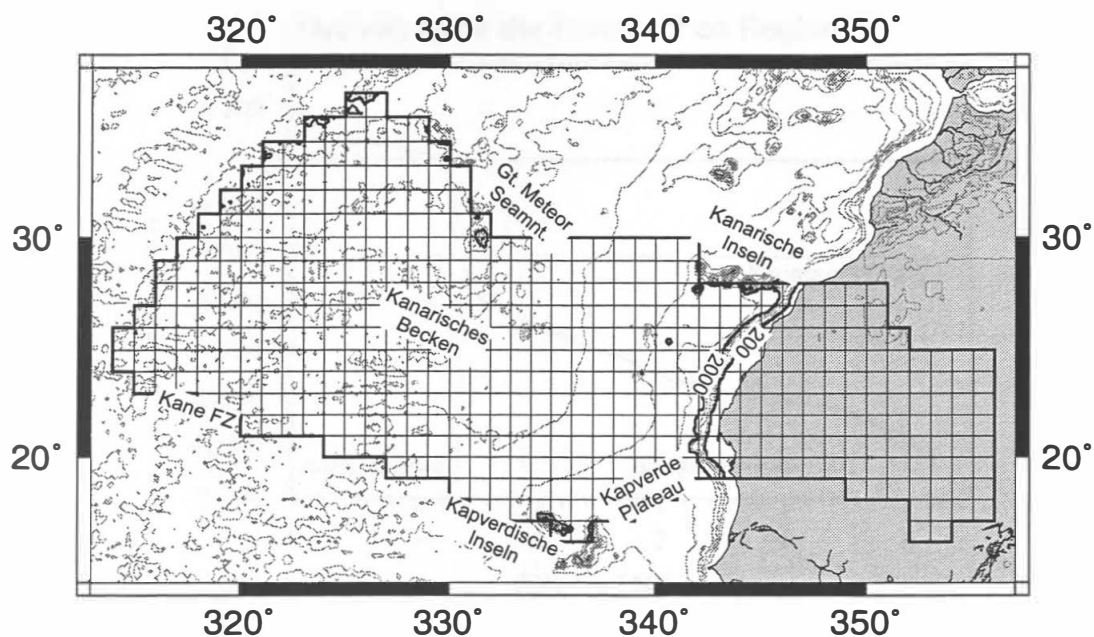


Abb. 28: Topographie der Kanarischen Region. Überlagert ist das zur Bearbeitung verwendete 1 x 1° Zellraster, sowie die 200 m Isobathe, die den Schelfverlauf nachzeichnet. Die 2000 m Isobathe markiert die Grenze zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste.

4.3 Kanarische Region

4.3.1 Struktur

Das Gebiet des Kanarischen Beckens besteht zur Hauptsache aus der Kanarischen Tiefsee-Ebene und wird begrenzt von den Kanarischen Inseln, den Großer Meteor-, Cruiser-, Plato- und Atlantis Seamounts, dem Mittelozeanischen Rücken bis zur Kane Fracture Zone, von dort über den Kane Seamount zu den Kapverdischen Inseln und dem Kapverde Plateau (Abb. 28). Am Schelfrand liegen der Saharian- und der Tropical Seamount, sowie die Endeavour Bank.

Als Liefergebiete sind hier hauptsächlich Bereiche Mauretaniens, das südliche Marokko und das nordwestliche Mali zugeordnet. In diesen extrem trockenen Gebieten am Westrand der Sahara sind kaum Flüsse vorhanden, sodaß keine gute Zuordnung der fluviatilen Liefergebiete möglich ist. Der äolische Sedimenteintrag von Land in die Schelf- und Beckenbereiche erreicht relativ hohe Werte. Das verwendete Gebiet wurde daher nach der topographischen Struktur abgegrenzt.

Die Entwicklung des Kanarischen Beckens ist typisch für Bereiche des westafrikanischen Kontinentalhanges. Die ältesten Beckenbereiche entstanden während der frühesten Atlantiköffnung im Dogger. Seitdem setzt sich das Spreading kontinuierlich fort. Im Miozän führten die im Norden stattfindenden Ereignisse der alpidischen Orogenese zur Belebung des

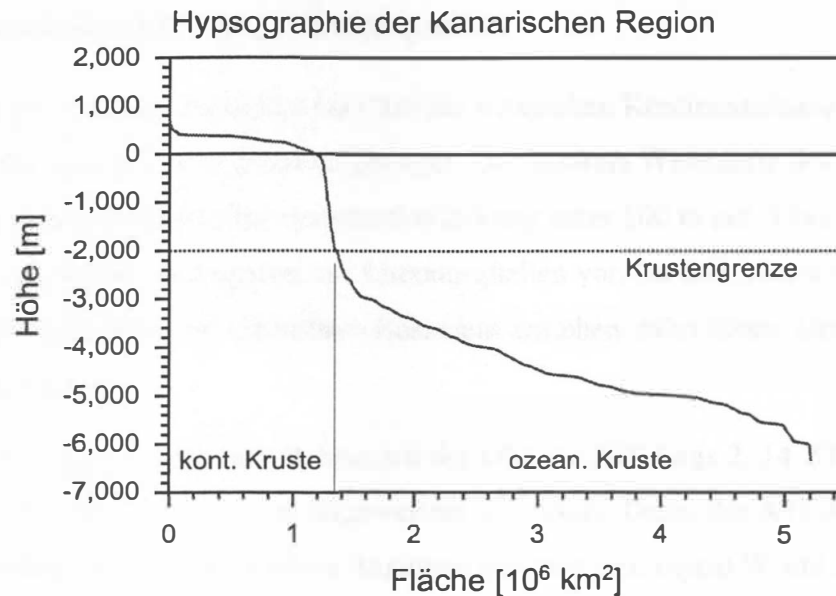


Abb. 29: Hypsographie der Kanarischen Region auf Basis der ETOPO5-Daten. Die Krustengrenze markiert die Trennlinie zwischen kontinentalen und ozeanischen Krustenbereichen.

ozeanischen Intraplattenvulkanismus, der zur Entstehung der Kanarischen Inseln, wie auch der Kapverdischen Inseln führte. Für die Kanarischen Inseln, zum Teil schon in der Kreide angelegt (Le Bas et al., 1986), geben McDougall und Schmincke (1977) ein früholigozänes Alter an. Die bedeutendsten Phasen finden jedoch erst im mittleren Miozän und Pliozän statt. Die Aktivität hält bis heute in abgeschwächter Form an. Auch für die Kapverdischen Inseln liegt das Entstehungsalter im Miozän und hängt mit denselben Ereignissen zusammen, wie der Vulkanismus der Kanarischen Inseln.

Die Sedimentation ist überwiegend pelagisch mit zyklischen Einschaltungen von Turbiditen und Rutschungen aus dem Schelfbereich. Der verstärkte äolische Sedimentanteil, der ab dem frühen Miozän eingetragen wurde, wird zu großen Teilen auf den überfluteten Schelfen abgelagert und kann vergleichsweise hohe Werte erreichen, ohne jedoch dominant zu werden.

Das Hinterland ist seit der Aufwölbung der Sahara Plattform im späten Eozän bis Oligozän (Görler et al., 1987) tektonisch weitgehend inaktiv, wurde jedoch seit dem Oligozän wie weite Teile Westafrikas von mehreren alternierenden transgressiven und regressiven marinen Phasen geprägt. Die nach Süden transportierten Sedimente des z.T. im Oligozän bis Miozän und im Pliozän bis heute gehobenen Atlasgebirges, verblieben überwiegend in den vielen kleinen Becken des Antiatlans und dem Zwischenbereich zur Saharaplattform.

4.3.2 Sedimentbedeckung und Datenquellen

Die Sedimentmächtigkeiten erreichen bis 8 km am nördlichen Kontinentalhang und werden zur Mitte des Beckens hin kontinuierlich geringer. Die gesamte Westhälfte des Kanarischen Beckens weist eine geringmächtige Sedimentbedeckung unter 100 m auf. Über das Hinterland lagen nur wenige, ungenaue Angaben aus Literaturquellen vor. Da dort überwiegend präkänozoische Sedimente und kristallines Basement anstehen, führt dieser Umstand nicht zu großen Unsicherheiten.

Verwendete Datenquellen sind hier Bohrungen der DSDP-/ODP-Legs 2, 14, 37, 39, 41, 45, 46, 47, 49, 82, 94, 108, 157, 159 und ausgewertete seismische Daten der ATLANTIS II. Landdaten stammen wie bei den übrigen Regionen aus dem Geological World Atlas (UNESCO).

4.3.3 Hypsographie

Die hypsographische Kurve des Kanarischen Beckens (Abb. 29) zeigt eine für weite Bereiche Afrikas typische Struktur. Das insgesamt gleichmäßig hoch gelegene Hinterland der Saharaplattform fällt am Rande zur Küste hin ab. Der normalerweise zu erwartende exponentielle Verlauf ist nahezu umgekehrt, was auf randliche Hebungen jüngerer Datums hindeutet. Der Schelf ist sehr kleinräumig und verglichen mit der Fläche des Hinterlandes und Beckens praktisch nicht zu erkennen. Der Kontinentalhang ist sehr steil bis ca. 3000 m Tiefe ausgeprägt, die Tiefsee-Ebene zeigt ein typisches Gefälle. Die Bestimmung der Krustengrenze lässt wenig Raum für Interpretationen, sie wurde auf –2000 m gelegt.

Die Fläche der gesamten Kanarischen Region beträgt etwa $5.2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, die sich auf $1.2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ Landgebiete, $0.034 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ Schelf und $4.0 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ Beckenbereiche verteilen.

4.3.4 Massen-/ Altersverteilungen

Die Sedimentmassenverteilungen der Kanarischen Region (Abb. 30 und 31) zeigen einen sehr viel gleichmäßigeren Verlauf als die Verteilungen der Biskaya und der Norwegen / GIN Region. Sie lässt sich grob in 3 Teile gliedern: den Abschnitt Paläozän bis frühes Eozän, in dem Massen von $50 - 75 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$ auftreten, den Bereich vom mittleren Eozän bis 14 Ma, mit sehr niedrigen Raten um $25 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$ und den Zeitraum von 0 - 14 Ma in dem besonders im Pliozän mit bis zu $180 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$ sehr hohe Sedimentmassen auftreten.

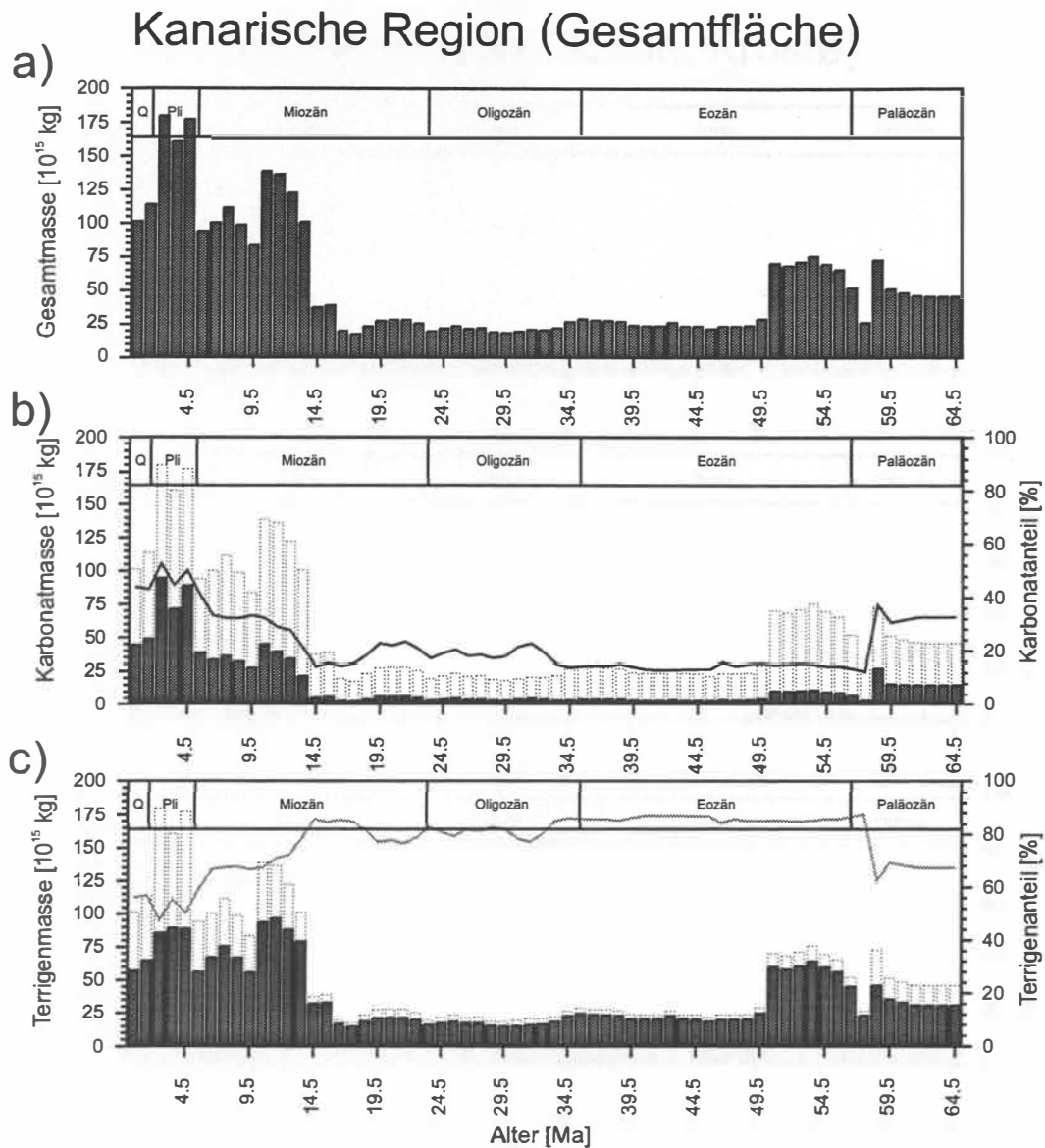


Abb. 30: Massen-/ Altersverteilung der Sedimente in der Kanarischen Region. Die punktierten Balken stellen jeweils die Gesamtmasse dar (Abb. a). Die Linien bezeichnen den Karbonat- bzw. Terrigenanteil am Gesamtsediment.

Der Vergleich mit der Verteilung auf ozeanischen Krustenteilen (Abb. 31) zeigt, daß über 95% der känozoischen Sedimente in den Ozeanen abgelagert worden sind. Es finden sich nur vergleichsweise geringe Mengen auf Land- und Schelfbereichen. Lediglich im Paläozän überwiegt die Menge der Land- und Schelfsedimente, die in ozeanischen Bereichen abgelagert wurden. Dementsprechend stellt sich die Massenverteilung in den ozeanischen Bereichen fast identisch zur Gesamtverteilung dar. Lediglich die paläozänen Werte sind um ca. 60% reduziert.

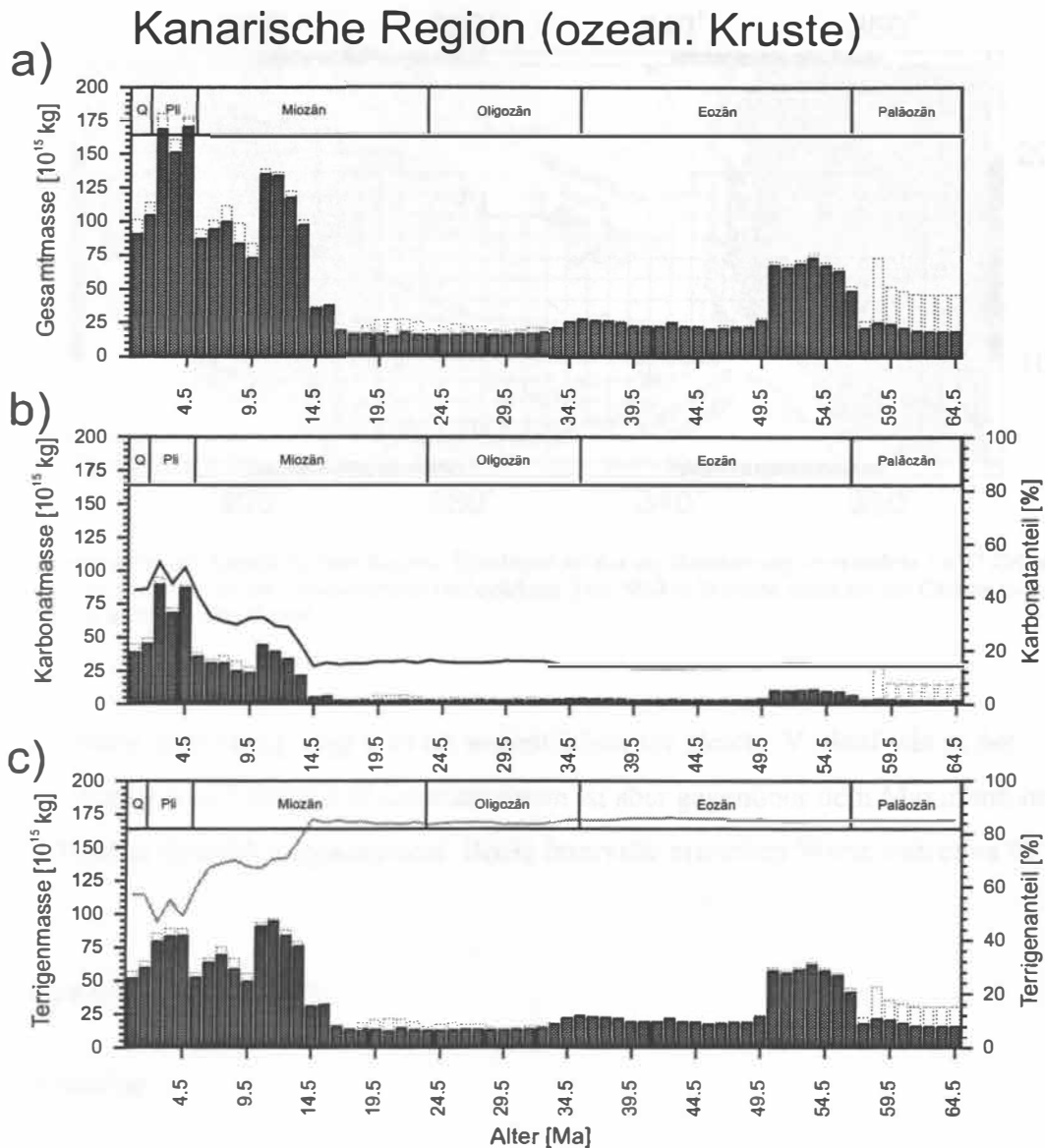


Abb. 31: Massen-/ Altersverteilung der Sedimente in der Kanarischen Region auf den ozeanischen Krustenbereichen. Die punktierten Balken stellen die Masse in der gesamten Region (Abb. 30) der jeweiligen Kategorie dar. Die Linien bezeichnen den Karbonat- bzw. Terrigenanteil an den Sedimenten auf ozeanischen Krustenbereichen.

Der Gesamtkarbonatanteil liegt im Paläozän um 35%, fällt aber zum Eozän hin drastisch auf Werte um 12 - 15%. Auch die Karbonatmassen sind in diesem Intervall mit unter $10 \cdot 10^{15}$ kg/My sehr gering. Erst ab dem mittleren Miozän steigt der Karbonatanteil allmählich wieder auf Werte bis 50% im Pliozän. Die Massenverteilungen folgen in der Tendenz im wesentlichen der Gesamtverteilung. Der Vergleich mit der ozeanischen Region zeigt, daß die relativ hohen Karbonatwerte im Paläozän von Land- und Schelfbereich stammen, da sie im ozeanischen Massen-/ Alters-Diagramm nicht dokumentiert sind.

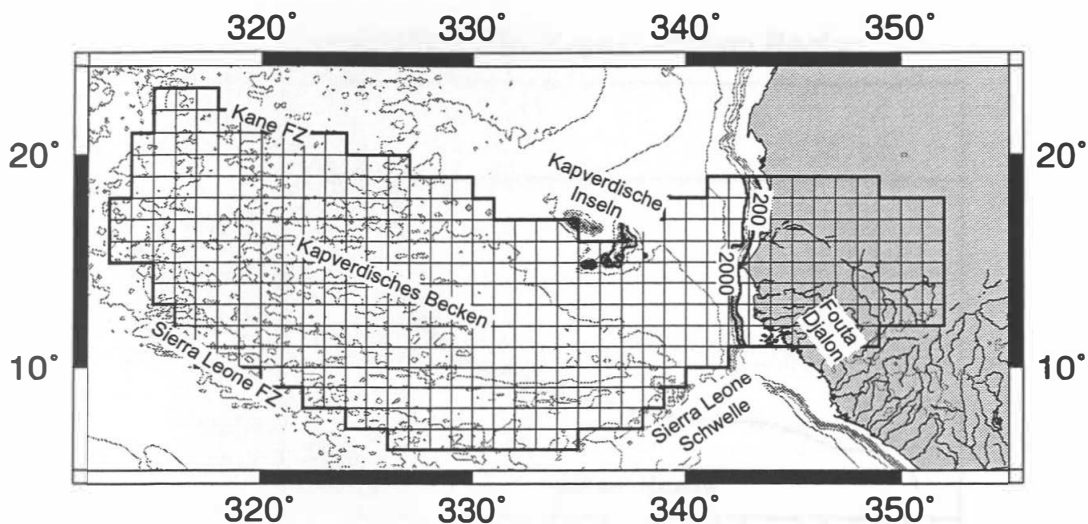


Abb. 32: Topographie der Kapverdischen Region. Überlagert ist das zur Bearbeitung verwendete $1 \times 1^\circ$ Zellraster, sowie die 200 m Isobathe, die den Schelfverlauf nachzeichnet. Die 2000 m Isobathe markiert die Grenze zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste.

In der terrigenen Verteilung zeigt sich im wesentlichen der gleiche Verlauf wie in der Gesamtverteilung. Das pliozäne Massenmaximum ist aber gegenüber dem Maximum im mittleren Miozän deutlich abgeschwächt. Beide Intervalle erreichen Werte von etwa $95 \cdot 10^{15}$ kg/My.

4.4 Kapverdische Region

4.4.1 Struktur

Eingegrenzt wird das kapverdische Becken, das im Kern aus der Gambia Tiefsee-Ebene besteht, von den Kapverdischen Inseln und dem Kapverdischen Plateau im Norden, an die sich die Kane Fracture Zone anschließt (Abb. 32). Im Westen setzt sich die Begrenzung mit dem Mittelozeanischen Rücken bis zur Sierra Leone Fracture Zone und dem Sierra Leone Rise fort bis auf das Guinea Plateau.

Die Liefergebiete des kapverdischen Beckens bestehen aus den Einzugsgebieten der Flüsse Senegal und Gambia, die den Süden Mauretaniens, sowie den Senegal und den Norden Guineas mit dem Bergland von Fouta Djallon entwässern. Diese Gebiete gehören zu ariden Klimazonen, die Bergländer selbst weisen kein sehr ausgeprägtes Relief auf. Daher sind die rezenten Denudationsraten mit ca. $4 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{y}^{-1}$ für den Senegal im globalen Vergleich sehr niedrig.

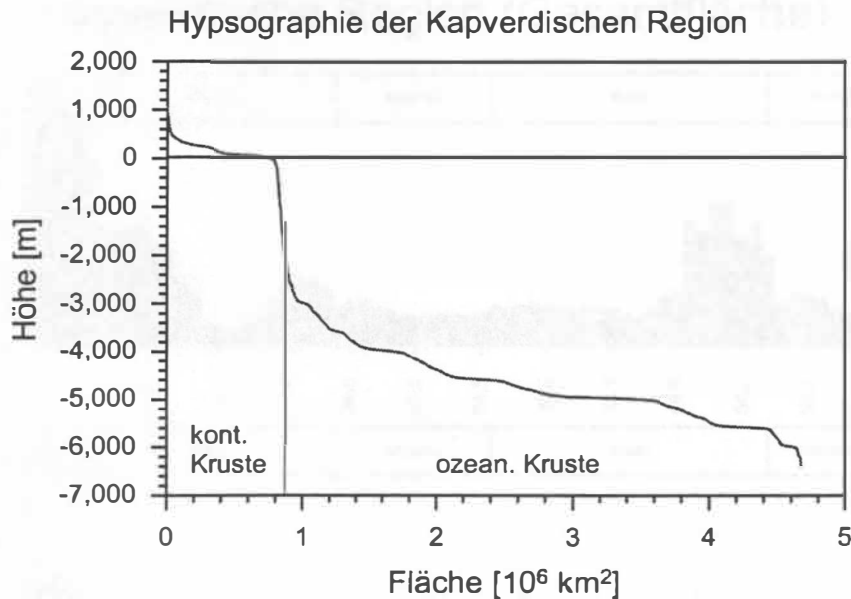


Abb. 33: Hypsographie der Kapverdischen Region auf Basis der ETOPO5-Daten. Die Krustengrenze markiert die Trennlinie zwischen kontinentalen und ozeanischen Krustenbereichen.

Das kapverdische Becken öffnete sich etwa vor etwa 165 Ma. Seitdem fand kontinuierliches Spreading statt. Eingerahmt ist das Becken von im Norden von den Kapverdischen Inseln, im Süden von der Sierra Leone Fracturezone und Schwelle. Das Hinterland mit den Mauretaniden und dem Bergland von Fouta Djallon ist seit dem frühen Paläozoikum tektonisch stabil. Die Erosionsprodukte des Hinterlandes sammeln sich im Senegal–Mauretanien-Becken an der Küste, das mächtige Abfolgen känozoischer Sedimente enthält.

4.4.2 Sedimentbedeckung und Datenquellen

Das kapverdische Becken weist ähnlich wie das kanarische Becken in der Westhälfte lediglich eine sehr geringe Sedimentbedeckung bis 0,1 km auf. Am Kontinentalhang wächst diese auf bis zu 6 km an. Im Einzugsbereich des Senegal befindet sich das Senegal/Mauretanien Becken, das überwiegend kretazische Sedimente, aber in einigen Bereichen auch einige hundert Meter känozoische Sedimente enthält.

Stratigraphische und lithologische Datenquellen für das Kapverdische Becken stammen von den DSDP-/ODP-Legs 2, 4, 14, 39, 41, 45, 108 und 157. Die Auswertung seismischer Daten des Forschungsschiffes ATLANTIS II ergänzt die Daten der Bohrungen in den Beckenbereichen. Für Gebiete ohne Sedimentbedeckung im Hinterland wurde auch hier auf den Geological World Atlas (UNESCO) zurückgegriffen. Literaturdaten dienten als Anhaltspunkte für den Schelf und das Senegal/Mauretanien Becken.

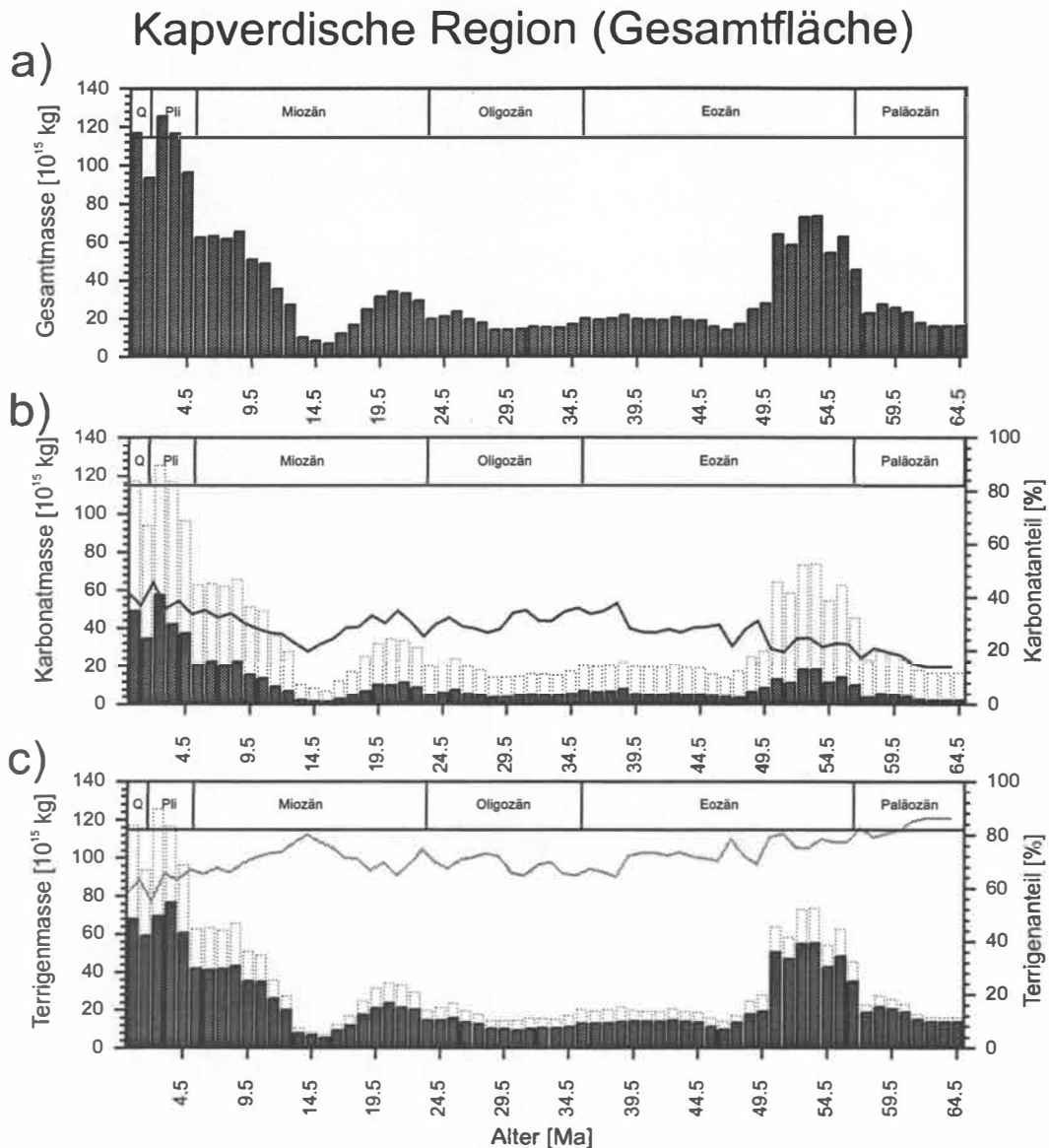


Abb. 34: Massen-/ Altersverteilung der Sedimente in der Kapverdischen Region. Die punktierten Balken stellen jeweils die Gesamtmasse dar (Abb. a). Die Linien bezeichnen den Karbonat- bzw. Terrigenanteil am Gesamtsediment.

4.4.3 Hypsographie

Die Aufteilung der Region des kapverdischen Beckens (Abb. 33) zeigt einen sehr kleinen Schelfbereich, von nur $0.024 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Dies ist sowohl absolut wie auch relativ zur Gesamtfläche der kleinste Schelfbereich der bearbeiteten Regionen. Die Gesamtfläche des Gebietes beträgt $4.7 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, die Fläche der Landgebiete ca. $0.74 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, die der Becken $3.9 \cdot 10^6 \text{ km}^2$.

Die hypsographische Kurve zeigt einen typischen Verlauf und weist bis auf den fehlenden Schelfbereich keine Besonderheiten auf. Ungewöhnlich für afrikanische Regionen ist der regelmäßige Abfall des Landgebietes zur Küste. Viele andere Gebiete Afrikas deuten in

Kapverdische Region (ozean. Kruste)

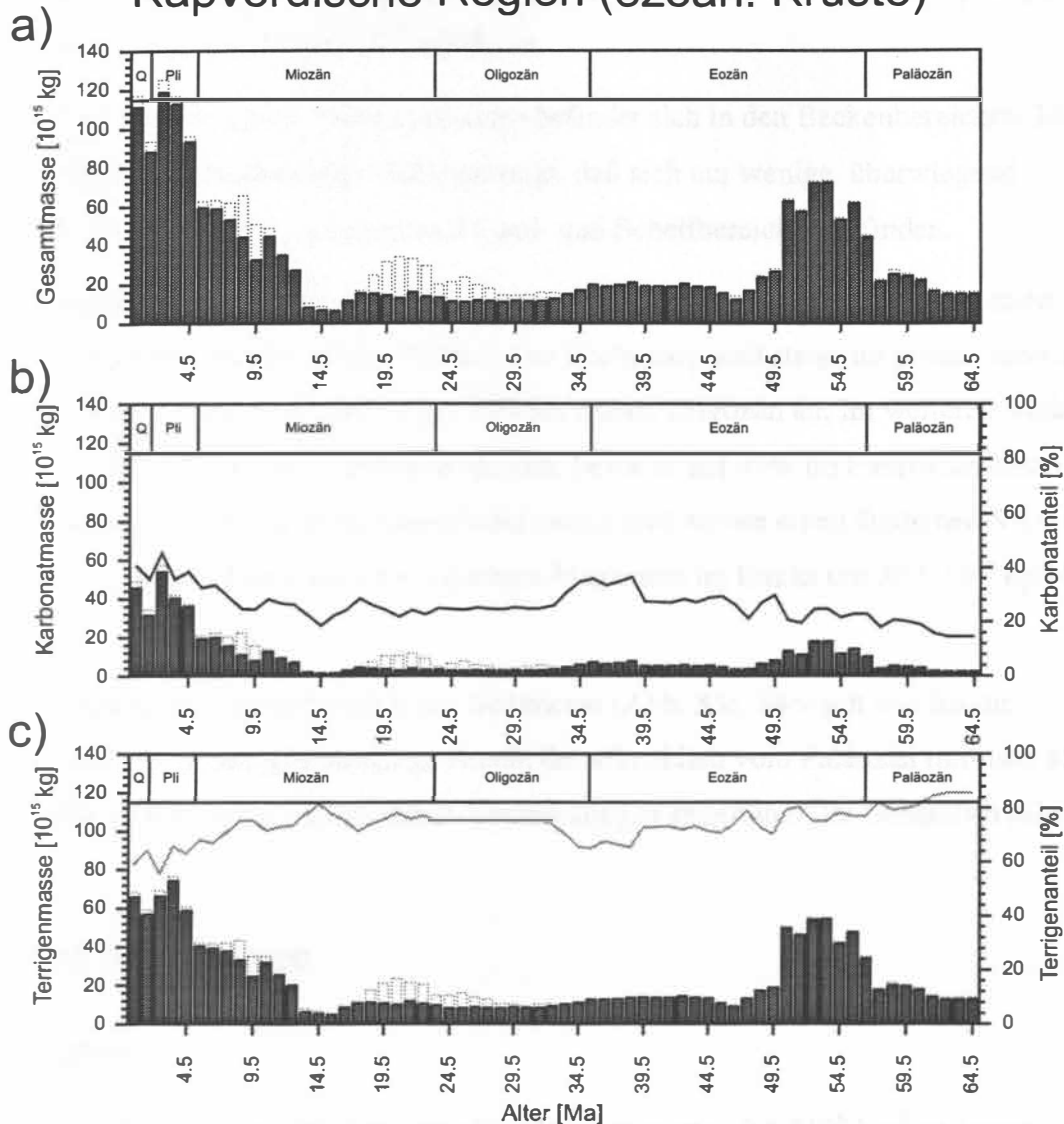


Abb. 35: Massen-/ Altersverteilung der Sedimente in der Kapverdischen Region auf den ozeanischen Krustenbereichen. Die punktierten Balken stellen die Masse in der gesamten Region (Abb. 34) der jeweiligen Kategorie dar. Die Linien bezeichnen den Karbonat- bzw. Terrigenanteil an den Sedimenten auf ozeanischen Krustenbereichen.

diesem Bereich eine hochplateauartige Struktur an. Aufgrund des steilen Kontinentalhanges wurde auch hier die Grenze der kontinentalen Platte bei -2000 m gezogen.

4.4.4 Massen-/ Altersverteilungen

Die Massenverteilungen der Kapverdischen Region (Abb. 34, 35) zeigen ein von der Tendenz her einheitliches Bild, das sehr ähnlich dem der Kanarischen Region ist, mit allerdings niedrigeren absoluten Werten. Niedrigen Akkumulationsraten um $20 \cdot 10^{15}$ kg/My im Paläozän folgt ein Maximum von über $70 \cdot 10^{15}$ kg/My im frühen Eozän. Vom mittleren Eozän bis ins ausgehende mittlere Miozän ist ebenfalls nur eine geringe Sedimentakkumulation von 10 - 20

* 10^{15} kg/My zu verzeichnen. Ab dem späten Miozän steigen die Werte jedoch sprunghaft zum Pliozän hin auf bis zu $120 * 10^{15}$ kg/My an.

Der weitaus größte Anteil der Sedimentmassen befindet sich in den Beckenbereichen. Die Gesamtverteilung auf ozeanischen Gebieten zeigt, daß sich nur wenige, überwiegend frühmiozäne und oligozäne Sedimente auf Land- und Schelfbereichen befinden.

Die Karbonatverteilungen (Abb 33b, 34b) zeigen einen, im Gegensatz zur benachbarten Kanarischen Region, gleichmäßigen Verlauf. Der Karbonatgehalt steigt insgesamt schwach von etwa 17% im frühen Paläozän bis auf 35% im frühen Oligozän an. Im weiteren Verlauf beträgt er um 20-25% bis ins ausgehende Miozän, bevor er auf 40% im Pleistozän ansteigt. Die Karbonatmassen bleiben dementsprechend gering und weisen einen ähnlichen Verlauf wie die Gesamtakkumulation mit einem leichten Maximum im Eozän um $20 * 10^{15}$ kg/My auf.

Für die Verteilung des Terrigenanteils der Sedimente (Abb. 33c, 34c) gilt wie für die Karbonate, daß der relativ gleichmäßige Anteil, der allmählich vom Paläozän mit rund 85% auf etwa 60% im Pleistozän abfällt, kaum Veränderungen gegenüber der Gesamtverteilung bewirkt.

4.5 Sierra Leone Region

4.5.1 Struktur

Das Gebiet des Sierra Leone Beckens hat eine Fläche von etwa $2.5 * 10^6$ km² und wird umrahmt vom Guinea Plateau, dem Sierra Leone Rise, der Sierra Leone Fracture Zone, dem Mittelozeanischen Rücken und der Romanche Fracture Zone etwa bis Kap Palmas (Abb. 36). Es ist das kleinste hier bearbeitete Becken und enthält inklusive Hinterland nur 210 Rasterzellen.

Das Hinterland wird von den Nimba- und Lomabergen gebildet, deren höchste Gipfel bei ca. 1750-1950 m liegen, sowie im Norden vom Bergland von Fouta Djallon mit maximal 1550 m. Die Fläche des gesamten Hinterlandes beträgt etwa $0.28 * 10^6$ km².

Das Sierra Leone Becken ist von seiner Altersstruktur her zweigeteilt. Der nördliche Teil öffnete sich bereits im Oberjura, während der südliche Teil um die Romanche Fracture Zone erst um 125 Ma aufbrach. Diese Geschichte führte zu extremen Versätzen der verschiedenen Abschnitte des Mittelozeanischen Rückens und einer komplizierten mesozoischen Geschichte im südlichen Bereich um die Romanche Fracture Zone. Im Känozoikum erweiterte sich das

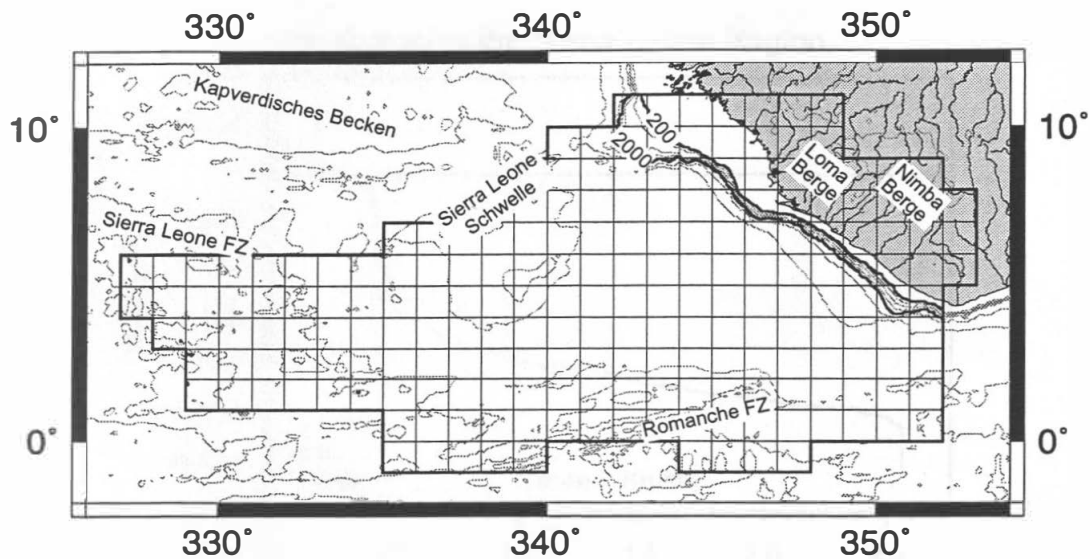


Abb. 36: Topographie der Sierra Leone Region. Überlagert ist das zur Bearbeitung verwendete 1 x 1° Zellraster, sowie die 200 m Isobathe, die den Schelfverlauf nachzeichnet. Die 2000 m Isobathe markiert die Grenze zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste.

Becken kontinuierlich, sodaß etwa 50% der Fläche des Sierra Leone Beckens auf tertiären Krustenbereichen liegen. Aufgrund fehlender Magnetlineationen ist die Bestimmung von Altern ozeanischer Krustenteile nur über Plattenrekonstruktionen möglich.

Der Sierra Leone Rise ist ein aseismischer Rücken, der durch verstärkten Basaltausfluß am Mittelozeanischen Rücken in der Kreide gebildet wurde (Jacobi und Hayes, 1982) und sein Pendant im Ceara Rise auf der Westseite des Atlantiks hat. Die angrenzenden Kapverdischen Inseln sind vulkanischen Ursprungs und wurden im Miozän gebildet.

Das Hinterland des Sierra Leone Beckens liegt auf sehr alten Bereichen des afrikanischen Kratons, deren jüngste Segmente paläozoischen Alters sind. Es sind weder meso- noch känozoische tektonische Ereignisse aus dieser Region bekannt.

4.5.2 Sedimentbedeckung und Datenquellen

Der Bereich des Sierra Leone Beckens gehört zu den am besten erfaßten Gebieten dieser Untersuchung. Es wurden DSDP-/ODP-Daten der Legs 47, 108 und 159 verwendet. Um genauere Stratigraphische Informationen über die Beckenbereiche zu erhalten, wurden seismische Profile der ALANTIS II Ausfahrten bearbeitet. Die ältesten Sedimente am nördlichen Kontinentalrand haben ein Alter von etwa 165-170 Ma, während sich der südliche Teil des Beckens erst um 125 Ma entlang der Romanche Fracture Zone öffnete. Im Gegensatz zu den nördlich und südlich gelegenen Gebieten, ist das Sierra Leone Becken auch in Bereichen nahe des Mittelozeanischen Rückens mit Sedimenten bedeckt. Diese erreichen

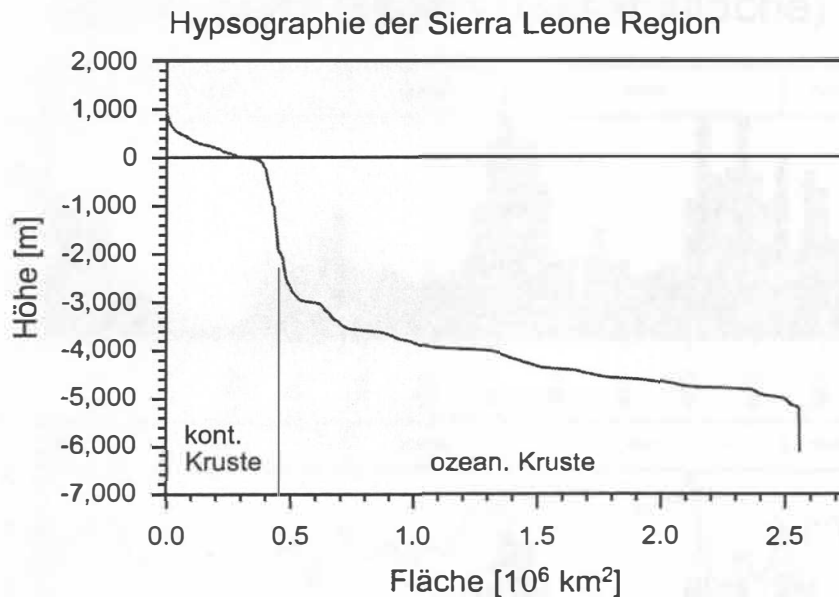


Abb. 37: Hypsographie der Sierra Leone Region auf Basis der ETOPO5- Daten. Die Krustengrenze markiert die Trennlinie zwischen kontinentalen und ozeanischen Krustenbereichen.

selbst in landfernen Bereichen für westafrikanische Becken untypische Mächtigkeiten von über 500 m. Die Bereiche am Kontinentalhang weisen weit geringere Sedimentmächtigkeiten auf als es in den nördlich benachbarten Regionen des kapverdischen Beckens der Fall ist. Dies hängt wahrscheinlich mit einem verstärkten Auftreten von Konturströmungen und Sedimentdriftkörpern im Neogen in diesem Bereich zusammen, die von unter anderem von Westall et al. (1993) in dieser Region dokumentiert wurden.

4.5.3 Hypsographie

Auch die Hypsographie der Sierra Leone Region zeigt ein für Afrika typisches Muster (Abb. 37). Das Hinterland weist eine Gesamtfläche von etwa $0.28 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ auf. Die Höhenverteilung zeigt eine leichte Überrepräsentation mittlerer Höhenlagen zwischen 200 und 400 m, dafür nahezu keine küstennahe Schwemmebene. Der Schelfbereich ist mit $0.085 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ sehr klein und wird im wesentlichen durch die erweiterte Region des Guinea Plateaus gebildet. Der Kontinentalhang ist sehr steil ausgeprägt, die Krustengrenze wurde auf -2000 m festgelegt. Die Fläche der Beckenbereiche beträgt insgesamt etwa $2.2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Die Sierra Leone Schwelle ist auf der hypsographischen Kurve nicht zu erkennen, könnte aber in den Artefakten der durch die Quelldaten auftretenden 200 und 500 m Zyklen im Bereich -3000 bis -4000 m verborgen sein. Die Gesamtfläche der Region beträgt rund $2.6 \cdot 10^6 \text{ km}^2$.

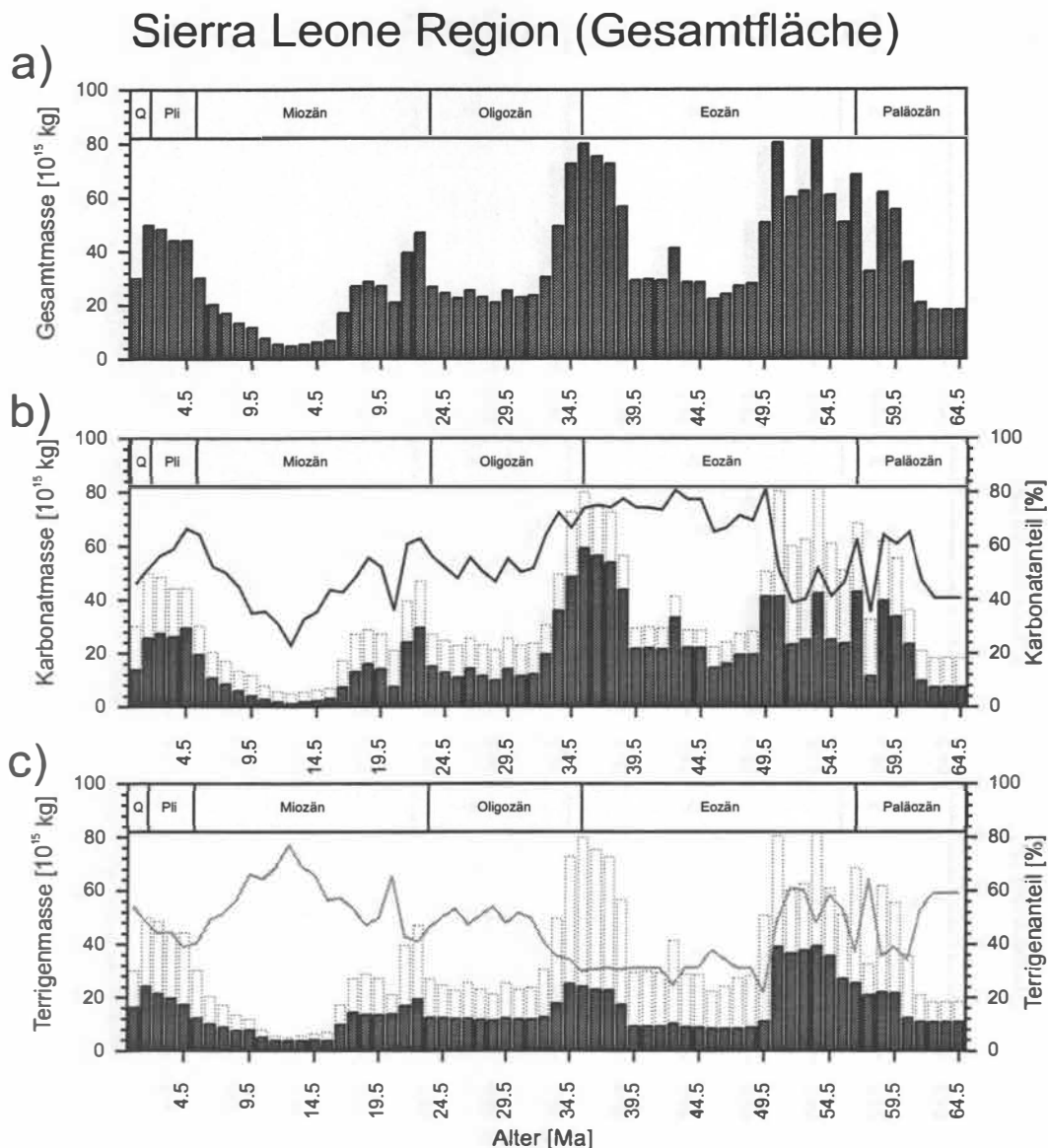


Abb. 38: Massen-/ Altersverteilung der Sedimente in der Sierra Leone Region. Die punktierten Balken stellen jeweils die Gesamtmasse dar (Abb. a). Die Linien bezeichnen den Karbonat- bzw. Terrigenanteil am Gesamtsediment.

4.5.4 Massen-/ Altersverteilungen

Die Sierra Leone Region weist eine sehr differenzierte Massen-/ Altersverteilung auf (Abb. 38, 39). Alle Diagramme weisen deutliche Maxima für das frühe und späte Eozän auf, sowie ein schwach ausgeprägtes Maximum im Plio- Pleistozän, das auf eine Phase sehr niedriger Akkumulationsraten im mittleren und späten Miozän folgt.

Die Verteilung der Gesamtmassen (Abb. 38a, 39a) zeigt Maxima um $60 - 80 \cdot 10^{15}$ kg/My vom späten Paläozän bis frühen Eozän und um die Eozän - Oligozän Grenze herum. Im mittleren Eozän, sowie dem überwiegenden Teil des Oligozäns und frühen Miozäns liegen die Werte um $30 \cdot 10^{15}$ kg/My. Einem Einbruch im Miozän auf Werte unter $10 \cdot 10^{15}$ kg/My

Sierra Leone Region (ozean. Kruste)

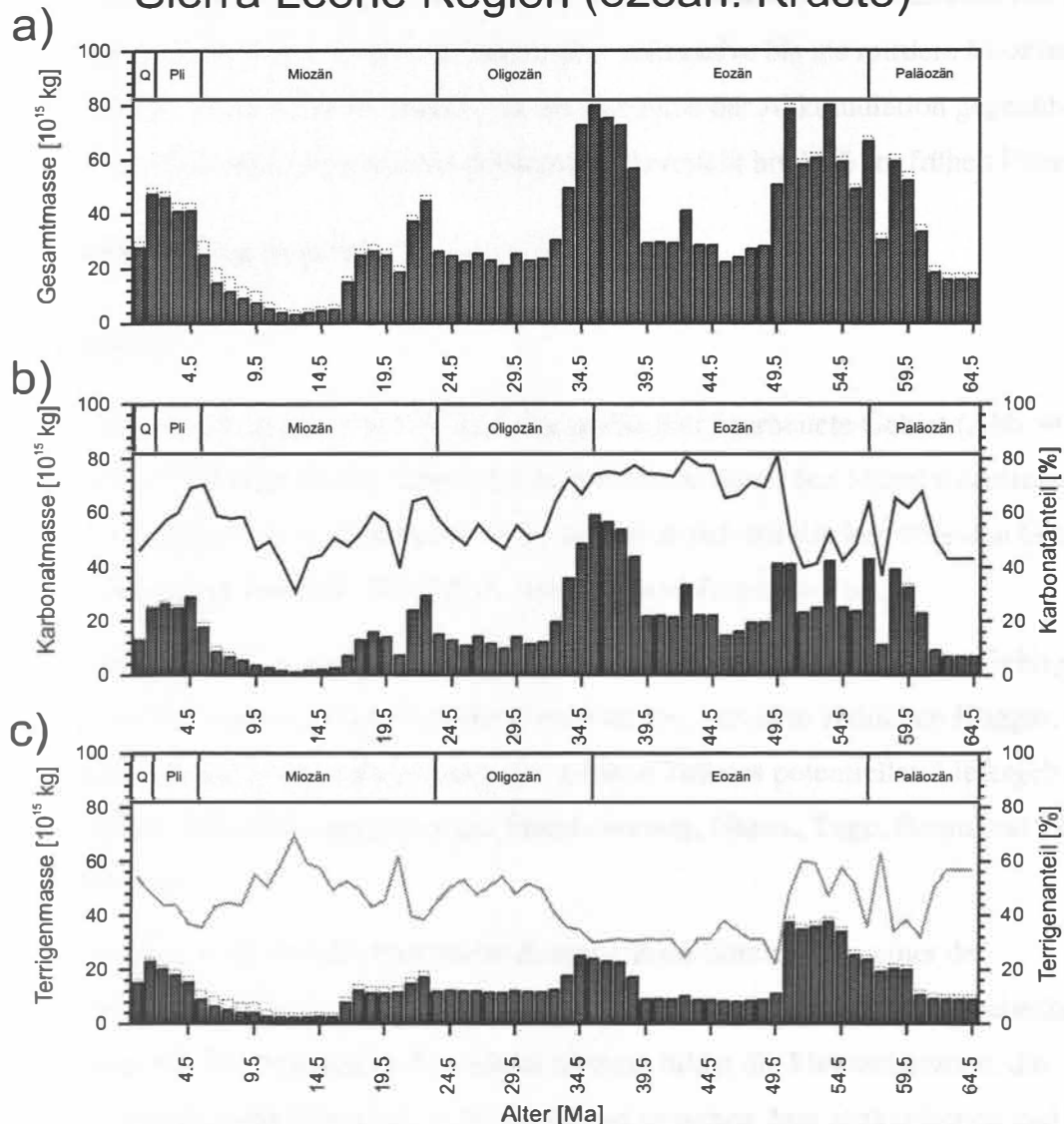


Abb. 39: Massen-/ Altersverteilung der Sedimente in der Sierra Leone Region auf den ozeanischen Krustenbereichen. Die punktierten Balken stellen die Masse in der gesamten Region (Abb. 38) der jeweiligen Kategorie dar. Die Linien bezeichnen den Karbonat- bzw. Terrigenanteil an den Sedimenten auf ozeanischen Krustenbereichen.

folgt ein erneuter Anstieg im Plio- Pleistozän auf rund $45 \cdot 10^{15}$ kg/My. Der Vergleich mit den Massen ozeanischer Bereiche zeigt, daß nur sehr geringe Mengen känozoischer Sedimente auf Land- und Schelfgebieten abgelagert sind. Seit dem Miozän finden sich geringe Mengen auf dem nördlichen Schelf im Bereich des Guinea Plateaus.

Die Verteilung der terrigenen Massen (Abb. 38c, 39c) hat methodisch bedingt einen gleichmäßigeren Verlauf als der karbonatische Teil. Im Unterschied zur Gesamtverteilung zeigt sich, daß das spätpaläozäne – früheozäne Maximum zu großen Teilen aus terrigenem Material gebildet wird, während sich die späteozänen-frühligozänen Sedimente zu über 75% aus karbonatischem Material zusammensetzen. Generell ist der karbonatische Anteil nach

einem sehr variablen Verlauf zwischen 40–60 % bis zum Ende des frühen Eozäns mit bis 80% ab dem mittleren Eozän sehr dominant, nimmt aber sukzessive bis ins mittlere Miozän ab. Bis ins Pliozän ist der Karbonatanteil jedoch mit der Zunahme der Akkumulation gegenüber dem Terrigenanteil wieder überproportional gestiegen und erreicht bis 68% im frühen Pliozän.

4.6 Guineabecken Region

4.6.1 Struktur

Die Guinea Region ist mit ca. $5.6 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ das größte hier bearbeitete Gebiet (Abb. 40). Es reicht im Westen von Kap Palmas über die Chain Fracture Zone, den Mittelozeanischen Rücken bis zur Ascension Fracture Zone. Von dort zieht sich ein Rücken über den Guinea Rise bis zu den Inseln Principé, São Tomé, Annobon und Fernando Poo.

Landseitig bilden die Einzugsgebiete des Niger und Benue, mit dem Bambouto Gebirge, Adamaoua und Mandara Gebirge, dem Bergland von Jos, Aïr, dem südlichen Hoggar, und dem östlichen Teil des Guinea Berglandes den größten Teil des potentiellen Liefergebietes. Zusätzlich ist das Volta Einzugsgebiet mit Elfenbeinküste, Ghana, Togo, Benin und Teilen Nigerias zu nennen.

Das Guineabecken wird von der Romanche Fracture Zone durchzogen, einer der bedeutendsten Fracture Zones des Atlantiks. Sie begrenzt den Norden des Guineabeckens zur Elfenbeinküste hin. Die Romanche Transform Störung bildet die Megascherzone, die während des Aufbrechens Pangaeas im Mesozoikum zwischen dem afrikanischen und südamerikanischen Kontinent verlief. Die ältesten Bereiche des Guineabeckens werden zwischen 127 und 120 Ma datiert. Aufgrund der fehlenden Magnetlineationen in weiten Bereichen, ist jedoch die genaue Datierung der Kruste im Becken schwierig. Für diese Untersuchung wurden die Krustenalter des Guineabeckens über plattentektonische Rekonstruktionen ermittelt.

Die am westlichen Rand des Beckens gelegenen Vulkaninseln São Tomé, Fernando Poo und Annobon sind miozänen und jüngeren Alters (Hedberg, 1968). Für São Tomé geben Grunau et al. (1975) ein Alter von mindestens 15.7 Ma an, für Fernando Poo etwa 1.1 Ma. Principé ist prämiozänen Alters.

Das Hinterland der Guineabecken Region besteht zum überwiegenden Teil aus präkambrischen und frühpaläozoischen Bereichen, die seit dieser Zeit als stabil gelten.

Känozoische Sedimente kommen im Ivory Coast Basin und dem Niger-Delta Komplex vor,

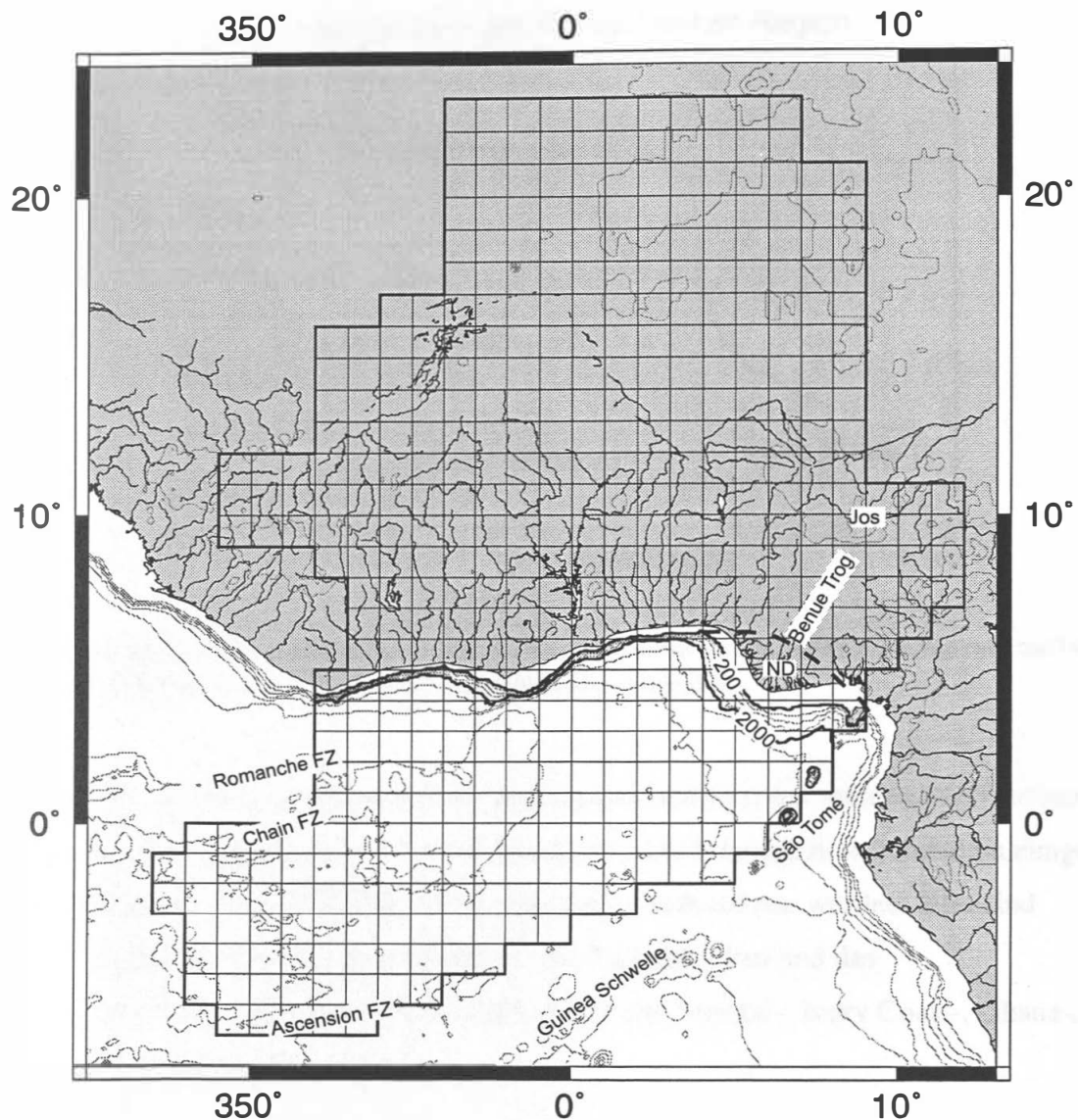


Abb. 40: Topographie der Guinea Becken Region. Überlagert ist das zur Bearbeitung verwendete $1 \times 1^\circ$ Zellraster, sowie die 200 m Isobathe, die den Schelfverlauf nachzeichnet. Die 2000 m Isobathe markiert die Grenze zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste. Ausnahme ist der Bereich des Nigerdeltas (ND), das von ozeanischer Kruste unterlagert ist. Die gestrichelte Linie gibt den angenommenen Verlauf der Krustengrenze an.

sowie in geringerem Ausmaß in den mesozoischen Trögen der Benue Region.

Reaktivierungen dieser Schwächezonen führten im frühen Tertiär zu Vulkanismus im Jos Gebiet (Abb. 40) im nördlichen Nigeria und dem Niger.

4.6.2 Sedimentbedeckung und Datenquellen

Die Datenbasis im Beckenbereich ist bis auf die Bohrungen von Leg 159, aufgrund ansonsten fehlender DSDP-/ODP-Bohrungen sehr spärlich und ungenau. Für einige nordwestliche Bereiche wurden auch Daten der Legs 40 und 41 herangezogen. Darüberhinaus weist das Becken in weiten zentralen Bereichen um den Mittelatlantischen Rücken herum nur eine sehr geringe Sedimentbedeckung auf. Die größte Masse der Sedimente liegt im Bereich des

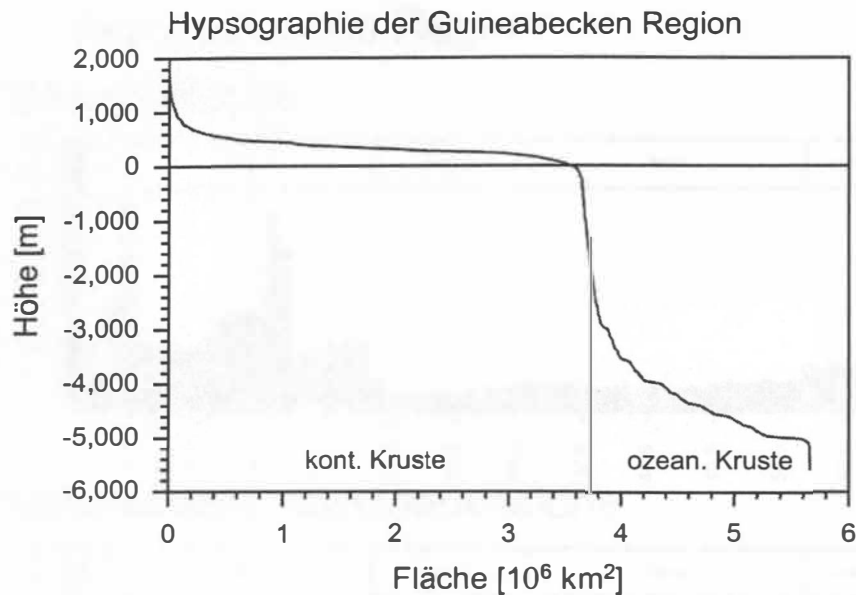


Abb. 41: Hypsographie der Guineabecken Region auf Basis der ETOPO5 Daten. Die Krustengrenze markiert die Trennlinie zwischen kontinentalen und ozeanischen Krustenbereichen.

Nigerdeltas, für das stratigraphische Daten der Literatur entnommen wurden. Verwertbare lithologische Daten lagen jedoch nicht vor. Die Land- und Schelfgebiete beinhalten einige größere Sedimentbecken, deren Daten Literaturquellen entnommen wurden. Hier sind besonders der Benue Trog, das Sokotobecken, das Tschadbecken und das Iullemmedenbecken, sowie andere Schelfbecken wie das Senegal-, Ivory Coast-, Ghana-, Dahomey und Gabunbecken zu nennen.

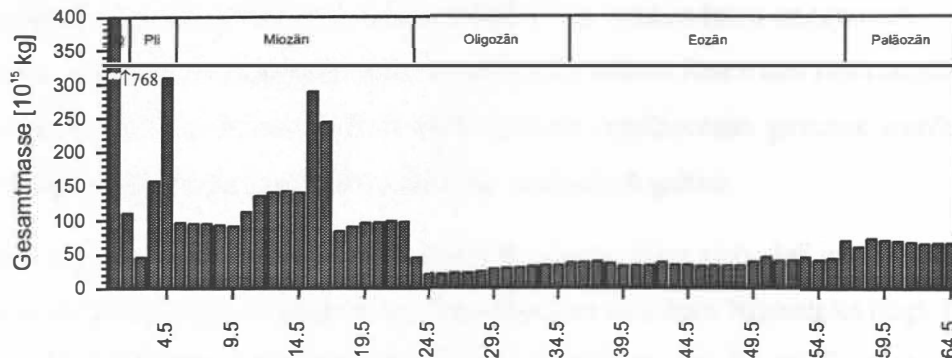
4.6.3 Hypsographie

Das Guineabecken hat durch den Nigerzufluß das bei weitem größte Einzugsgebiet aller betrachteten Regionen (Abb. 41). Die Fläche beträgt etwa $3.5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ und macht über die Hälfte der Fläche der gesamten Region von $5.6 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ aus. Die Höhenverteilung der Landgebiete zeigt ein Maximum bei rund 350 m. Der Abfall zur Küste ist bei weitem nicht so drastisch, wie z.B. beim Kanarischen Becken. Das Nigerdelta stellt den größten Teil der Schwemmebenen im Küstenbereich. Die Schelfe sind wie bei den übrigen westafrikanischen Becken sehr schmal und umfassen etwa $0.25 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Daran schließt sich der typische steile Kontinentalhang an, der in eine normal ausgeprägte Tiefsee-Ebene mit $1.9 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ übergeht.

Die Krustengrenze wurde wie in den übrigen afrikanischen Becken auf -2000 m festgelegt. Eine Ausnahme bildet das Nigerdelta, von dem angenommen wird, daß es auf ozeanischer

Guineabecken Region

a) Gesamtfläche



b) kontinentale Krustenbereiche

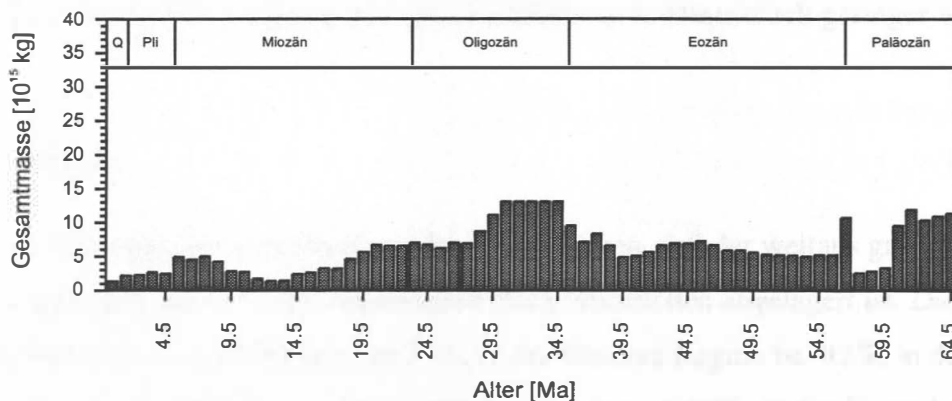


Abb. 42: Massen-/ Altersverteilung der Sedimente in der Guineabecken Region. Abb. a stellt die Gesamtmassenverteilung in der Region dar, Abb. b nur die Verteilung der auf kontinentalen Krustenbereichen gelegenen Sedimente. Zu beachten ist die unterschiedliche Skalierung beider Diagramme.

Kruste liegt (Evamy et al., 1978). Wie weit ozeanische Krustenbereiche in den Benue Trog hineinreichen ist nicht bekannt.

4.6.4 Massen-/ Altersverteilungen

Da die Sedimente des Nigerdeltas die Massen-/ Altersverteilungen deutlich dominieren, für diese aber nur ungenaue lithologische Informationen vorlagen, wird auf eine nach Karbonaten und terrigenen Sedimenten getrennte Betrachtung verzichtet. Die Verteilung der Gesamtmassen in der Guineabecken Region ist zweigeteilt in eine Phase sehr niedriger Akkumulation vom Paläozän bis Oligozän und eine Phase hoher Werte seit dem Miozän (Abb. 42). Während die Sedimentmassen im Paläozän etwa $70 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$ erreichen, sinkt die Akkumulation bis zum Eozän auf rund $25 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$. Im Miozän steigen die Werte jedoch schlagartig an. Es zeigt sich ein variabler Verlauf, der Maxima im mittleren Miozän, sowie dem frühen Pliozän zeigt und sich in den Zwischenzeiten um $120 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$ bewegt. Ein extremes Maximum ist mit $768 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$ im Pleistozän ausgebildet, von dem mit 700

* 10^{15} kg/My die größte Menge in den Beckenbereichen liegt. Die extremen pleistozänen Werte sind in ihrer absoluten Größe kritisch zu betrachten und entsprechen wahrscheinlich nicht der Realität. Ursache dafür sind wahrscheinlich die verwendeten ungenauen Literaturdaten, sowie die Extrapolation der hohen pleistozänen Raten aus Bohrungen von Leg 159. Diese können für das Gesamtbecken wohl nicht als repräsentativ gesehen werden. Die generelle Tendenz der Verteilung kann jedoch als realistisch gelten.

Im Vergleich von ozeanischen mit kontinentalen Regionen zeigt sich, daß ein mit 92% relativ großer Anteil der känozoischen Massen im Ozeanbecken und dem Nigerdelta liegt. Die Verteilung auf den Kontinenten zeigt nicht dieselben Maxima wie die der Gesamtverteilung, sondern einen Anstieg zum Oligozän hin, mit anschließend kontinuierlich geringer werdenden Raten.

5 Diskussion

Die Massenverteilungen der verschiedenen Regionen zeigen, daß der weitaus größte Anteil der känozoischen Sedimente in den ozeanischen Beckenbereichen abgelagert ist. Die Werte liegen in der Norwegen / GIN Region bei 77%, in der Biskaya Region bei 82%, in der Kanarischen Region bei 86%, in der Kapverdischen Region bei 88%, in der Sierra Leone Region bei 96% und in der Guineabecken Region bei 92%. Für die verstärkte Akkumulation von Sedimenten in Beckenbereichen können verschiedene Gründe angeführt werden. Diese sind im einzelnen:

- Tektonische Ereignisse im Hinterland, die zu einer verstärkten Erosion und Sedimentanlieferung auf die Schelfe und in die Beckenbereiche führen;
- Lokale und eustatische Meeresspiegeländerungen, durch die die Erosion in den Schelfregionen extrem beschleunigt werden kann;
- Gletschererosion des Hinterlandes durch glaziale Ereignisse;
- Glaziale Sekundäreffekte, durch Veränderungen von Flußläufen im Rahmen isostatischer Ausgleichsbewegungen der vereisten und umgebenden Regionen;
- Klimaänderungen, durch die Verwitterungsprozesse und Erosion verstärkt oder abgeschwächt werden;
- Konturströme, die Sedimentdriftkörper erzeugen, führen zu scheinbarer Akkumulation im Becken und treten bevorzugt während kühler Perioden auf, in denen Strömungen den Schelfrand oder Rinnen erodieren;

Diese verschiedenen Faktoren zu unterscheiden, ist durch Massen-/ Altersverteilungen möglich, indem im Ausschlußverfahren mit bekannten Klima- oder tektonischen Informationen Schlüsse darauf gezogen werden, welcher Faktor für bestimmte Maxima dominierend gewesen sein könnte. Dazu ist es von Vorteil, wenn für bestimmte Bereiche und Zeitabschnitte nur ein Faktor bestimmend ist, sodaß von den Auswirkungen auf das betreffende Becken, auf den relativen Anteil in anderen Becken geschlossen werden kann.

5.1 Norwegen / GIN Region

Insgesamt bietet sich in der norwegischen Region das Bild eines sich öffnenden Ozeanbeckens, bei dem sich die Sedimentationsräume allmählich von vormalig intrakontinentalen Becken in Schelfbereiche verwandeln und deren Erosionsprodukte in der Folge den Beckenbereich füllen. Die nach dem frühen Eozän deutlich geringer werdenden Massen auf den Schelfen deuten darauf hin, daß diese durch das sich vergrößernde Becken stärkerer Erosion unterworfen sind und dadurch nicht mehr in der Lage sind, dieselben Sedimentmengen zu speichern wie zuvor. Ein Grund dafür könnte in dem durch Verlangsamung der Postrift-Subsidenz geringer werdenden Raum auf den Schelfen liegen, der eine geringere Akkumulation zur Folge hatte.

Die Tatsache, daß die Akkumulation insgesamt nur leicht ansteigt, unterstützt die Vermutung, daß die Schelfe Sedimente direkt an die Becken verlieren, und kurzzeitige tektonische Ereignisse im Hinterland keine Rolle spielen oder sich diese Vorgänge im Verlauf der Geschichte relativ gleichmäßig vollziehen. Andererseits wäre zu erwarten, daß gerade Sedimente aus der Zeit kurz nach dem Beginn des Spreadings in höheren Mengen auftreten, da die durch den Rift herausgehobenen Randgebiete einer verstärkten Erosion unterliegen müßten. Hay (1981), Hay und Behensky (1981) und Southam und Hay (1981) bemerken dazu, daß bei der Aufwölbung einer Riftzone die Erosionsprodukte zunächst den äußeren Hang des durch die Hebung gebildeten Komplexes hinabtransportiert werden. Nach der Entstehung der relativ steilen zentralen Grabenstrukturen wird auch weiterhin zunächst die überwiegende Menge an Sedimenten den flachen vom Riftgraben weg weisenden Hang hinabbefördert. Erst etwa 30 My nach dem Beginn des Spreadings und nach einer Phase der Subsidenz kehrt sich die vorherrschende Hydrographie um (reversal of slope), sodaß nun die Erosionsprodukte des verbliebenen Riftgebirges in das entstandene Ozeanbecken geliefert werden können. Dieser Zeitpunkt kann anhand der Akkumulationsraten auf das frühe Oligozän datiert werden, wo im Intervall 32-33 Ma ein Maximum in den Akkumulationsraten zu verzeichnen ist. Es zeigt sich eine allmähliche Steigerung der Akkumulation bis zum

Zeitpunkt der Umkehr, anschließend eine langsame Abnahme der Raten, aufgrund der Denudation und Subsidenz des Riftgebirges.

Die hohen Sedimentakkumulationen im Pliozän schlagen sich in den Massenverteilungen sowohl der Beckenbereiche wie auch der Schelfbereiche nieder und deuten darauf hin, daß die Sedimentanlieferung dieser Periode auf den Schelf, die Erosion auf den Schelfen überschritt, sodaß sich mächtige plio- pleistozäne Sedimentbecken ausbilden konnten. Tatsächlich sind im Plio- Pleistozän drei unterschiedliche Faktoren an der Sedimentakkumulation beteiligt:

1. Tektonische Ereignisse durch die Hebung des Skandinavischen Schildes;
2. Verstärkte Meeresspiegelschwankungen, die die Schelferosion zusätzlich beschleunigt haben;
3. Durch das sich abkühlende Klima ist verstärkt mit Konturströmungen und Sedimentdrift zu rechnen.

Der relativ kleine Schelfbereich macht es unwahrscheinlich, daß sehr große Mengen Sedimente von dort erodiert wurden. Auch die Tatsache, daß die marginalen Schelfbecken große Mengen Sedimente enthalten, deutet gegen eine verstärkte Erosion der Schelfe. Allerdings weist die bestehende Lücke an Schelfsedimenten zwischen mittlerem Oligozän und spätem Miozän auf zwischenzeitliche Erosionsereignisse hin, bevor die tektonisch bedingte Sedimentanlieferung einsetzte. Den tektonischen Ereignissen muß daher in der Masse der größte Anteil an den pliozänen Sedimentmassen zugerechnet werden. Der Anteil der Driftkörper ist ungewiß, da Daten darüber nicht vorliegen. Ein Vergleich mit Driftkörpern des Nordatlantiks (Wold, 1992) zeigt, daß diese Größenordnungen zwischen 0.7 und $26.0 \cdot 10^{15}$ kg/My erreichen können. Die dort betrachteten Driftkörper liegen aber auf der Abstromseite des Grönland Schottland Rückens, in Bereichen, in denen im Europäischen Nordmeer gebildetes Nordatlantisches Tiefenwasser in den Atlantik strömt. Hier sind andere Größenordnungen der Sedimentakkumulation zu erwarten als in Beckenbereichen. Die Akkumulation durch Driftkörper im Norwegenbecken dürfte erheblich niedriger sein.

5.2 Biskaya / Porcupine Region

Die Massen-/ Altersverteilungen der Biskaya zeichnen die Geschichte dieser Region in vielen Aspekten nach. Das leichte terrigene Massenmaximum im Eozän rührt sicher von der stattfindenden Pyrenäenorogenese und den tektonischen Ereignissen Nordspaniens her. Es zeigt sich aber auch in den folgenden Zeiträumen ein kontinuierlicher Nachschub an Sedimenten, von denen der größte Teil in den Ozeanbecken abgelagert wurde. Der größte

Anteil der früheozänen Akkumulation ist jedoch auf Karbonatsedimentation infolge der warmen Klimabedingungen zurückzuführen. Die im Vergleich zu anderen Gebieten eher schwachen Steigerungen zu den Hauptphasen der Alpenorogenese zeigen jedoch, daß die Biskaya von diesen Ereignissen relativ unberührt blieb. So entwässern die in die Biskaya mündenden Flüsse auch nur marginale alpine Gebiete, der Sedimenteintrag hätte also über die den englischen Schelf speisenden Flüsse passieren müssen. Ein bedeutender Einfluß von dort ist aber bis auf ein kleines frühmiozänes Maximum nicht nachweisbar. Die Abschwächung dieser Bewegungen zeigt sich in der Verringerung der Sedimentmassen zum Oligozän hin. Allerdings stellen besonders in diesem Zeitraum Karbonate den größten Anteil am Sediment, durch die deutlich die warmen Klimate des frühen Eozäns und die folgende beginnende Abkühlung nachgezeichnet wird.

Deutlich auffallend ist der rapide Anstieg der Sedimentmassen ab dem späten Miozän. Während die spätmiozäne Steigerung auf erhöhte Karbonatproduktion zurückzuführen ist, setzt die Steigerung der terrigenen Akkumulation erst deutlich im Pliozän bei etwa gleichbleibenden Karbonatmassen ein, was zu einem deutlichen Einbrechen des Karbonatanteils führt. Eine Erklärung dafür kann aufgrund fehlender anderer Ereignisse nur in den extremen plio- pleistozänen Meeresspiegeländerungen liegen. Dadurch wurden die, während der vorhergehenden Perioden hoher Meeresspiegelstände auf relativ hohem Niveau gefüllten Schelfe, stark erodiert und verloren viel Sediment an die Tiefseebecken.

5.3 Westafrikanische Regionen

5.3.1 Der Zeitraum bis zum frühen Eozän

Alle westafrikanischen Regionen bis auf das Guineabecken zeigen ein deutliches Massenmaximum im frühen Eozän. Während dieser Periode herrschte das wärmste Klima des Känozoikums (Frakes, 1979; Shackleton und Boersma, 1981; Wolfe, 1985; Barron, 1987; Crowley und North, 1991), daß zu Auftriebsgebieten vor Westafrika und zur Ablagerung mächtiger Radiolarienschlämme führte (McCoy und Zimmerman, 1977; Premoli-Silva und Boersma, 1988). Diese weisen zum Teil hohe Porositäten auf (Sarnthein und Faugères, 1993), durch die die Akkumulationsraten in diesen Bereichen leicht überschätzt werden können. Da Radiolarien silikatische Gerüste aufbauen, in den terrigenen Massen-/Alters-Diagrammen aber das gesamte Sediment, ausschließlich des Karbonatanteils enthalten ist, müssen die Radiolarienschlämme methodisch bedingt den terrigenen Raten zugeordnet worden sein. Tatsächlich ist das früheozäne Maximum in den terrigenen Raten der westafrikanischen

Becken weit deutlicher zu erkennen, als in den Karbonatwerten. Daß die Karbonatwerte in diesem Intervall ebenfalls leicht ansteigen und die Schelfe und Landgebiete keine Steigerung aufweisen, deutet ebenfalls auf eine rein biogen verursachte Akkumulation hin. Es ist zu vermuten, daß die Akkumulationsraten in diesem Intervall etwa um den Faktor 2 überschätzt wurden, da die Radiolarienschlämme bei Porositätsmessungen abnorm hohe Werte aufwiesen, die durch das angewendete Modell nicht erfaßt wurden (Sarnthein und Faugères, 1993).

Im Gegensatz dazu, zeigt das Guineabecken eine sehr geringe Steigerung der Akkumulationsraten im frühen Eozän. Die Lage der Schelfränder war zu dieser Zeit von Osten durch den Bereich von Kap Palmas abgedeckt, wodurch an dieser Stelle keine Auftriebsgebiete entstehen konnten. Das leichte landseitige Maximum im Paläozän wird durch Vulkanismus im Hinterland verursacht.

5.3.2 Mittleres Eozän bis frühes Miozän

In den folgenden Zeiträumen des Eozäns bis in das frühe Miozän ist die Akkumulation in den westafrikanischen Becken etwa gleichbleibend mit einem sehr leichten abnehmendem Trend. Die einzige Ausnahme bildet das Sierra Leone Becken, wo an der Eozän - Oligozän Grenze ein deutliches Akumulationsmaximum zu beobachten ist. Um die Eozän - Oligozän Grenze herum werden verstärkte Fluktuationen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte beobachtet (Diester-Haass und Zahn, 1996), die mit dem Beginn der polaren Vereisung in Zusammenhang gebracht werden (Wise et al., 1991; Ehrmann, 1994). Folglich ist zu erwarten, daß polare, kalte Wassermassen zu dieser Zeit beginnen zum Meeresboden absinken, um Antarktisches Bodenwasser (AABW) zu bilden und sich über große Teile des Südatlantiks auszubreiten. Sarnthein und Faugères (1993) finden Hinweise auf die durch die Bodenwasserausbreitung verursachten Strömungen z.B. bei ODP Site 660 im südlichen kapverdischen Becken, wo diese zur Bildung von Sedimentdriftkörpern geführt haben. Da sich das AABW von Süden her ausbreitet und vermutlich durch tiefe Bereiche der Romanche Spalte vom Brasilianischen Becken in das Sierra Leone Becken eindringt, ist es möglich, daß diese Strömungen, abgeleitet von der Coriolis Kraft, eine beträchtliche Erosion am Kontinentalhang des Sierra Leone Beckens verursachen. Dazu paßt, daß die terrigene Akkumulation im mittleren Eozän leicht unter der langfristigen Rate liegt, was auf Erosionserscheinungen an den Sedimenten dieses Intervalls hindeuten könnte. Die Tatsache, daß diese Sedimentakkumulationen weder in dem nördlich gelegenen kapverdischen Becken, noch in dem südöstlich gelegenen Guineabecken auftreten, läßt vermuten, daß das Becken zu dieser Zeit von den benachbarten Becken in Bezug auf die Tiefenwasserzirkulation weitgehend abgeschrmt war und ist ein zusätzlicher Hinweis auf das

Eindringen des AABW vom Brasilianischen Becken her. Die Größenordnung der Massenakkumulationssteigerung ist durchaus mit den Raten, die Wold (1992) für Nortatlantische Driftkörper angibt, vergleichbar. Interessant ist indes die deutliche Steigerung des karbonatischen Anteils am Sediment, der eventuell durch die exakt äquatoriale Lage des Beckens zu erklären ist. Der Ost - West verlaufende Äquatorialstrom könnte ein lokal sehr nährstoffreiches Auftriebsgebiet erzeugt haben, das ein reiches Planktonwachstum begünstigte.

Bemerkenswert bleibt weiterhin, daß die durch die beginnende Vereisung der Polkappen an der Oligozän - Eozän Grenze verursachte Meeresspiegelregression, anscheinend nicht zu erhöhter Akkumulation durch die Erosion der Schelfe geführt hat. Bis auf eine sehr leichte Steigerung der Sedimentakkumulationen im kanarischen Raum an der Eozän- Oligozän-Grenze, ist jedenfalls kein Hinweis darauf zu beobachten. Dies könnte einerseits an der geringen Ausdehnung der Schelfe im westafrikanischen Raum gelegen haben, andererseits daran, daß der Meeresspiegel möglicherweise sehr plötzlich gefallen ist, wodurch eine intensive Schelferosion verhindert wurde.

Zum frühen Miozän hin ist sowohl in der Sierra Leone Region, wie in der Kapverdischen Region eine leichte Steigerung der Akkumulationen zu beobachten. Der genaue Grund dafür ist nicht klar, könnte aber in einer Abkühlungsphase nach dem eher warmen ausgehenden Oligozän begründet sein, die zur größeren Unterschieden in den Klimazonen und durch Meeresspiegelschwankungen und Bodenwasserströmungen zu Erosion und verstärkter Akkumulation geführt hat (Sarnthein et al., 1982).

Über den gesamten Zeitraum des mittleren Eozäns bis ins mittlere Miozän ist in allen westafrikanischen Becken abgesehen von einem Ereignis im Sierra Leone Becken eine bemerkenswert gleichmäßige Sedimentakkumulation zu beobachten. Da alle Gebiete in diesem Zeitraum sehr stabile Hinterländer ohne bemerkenswerte tektonische Ereignisse aufweisen, ist zu vermuten, daß die Akkumulationsraten dem jeweiligen langfristigen Mittelwert für die terrigene Hintergrundsedimentation der Region nahekommen. Diese beträgt für die Kanarische und Kapverdische Region um $18 \cdot 10^{15}$ kg/My, für die Sierra Leone Region um $12 \cdot 10^{15}$ kg/My und für die Guinea Region um $38 \cdot 10^{15}$ kg/My. Eine genaue Korrelation mit dem Hinterland ist ohne Kenntnis dessen genauer Fläche jedoch nicht möglich. Einzig die kontinentalen Bereiche des Guineabeckens zeigen ein leichtes Maximum im Oligozän. Dies ist wahrscheinlich auf Hebungen im Bereich der Abakaliki Antikline in

diesem Zeitraum zurückzuführen. Es dokumentiert aber auch, daß derartige Ereignisse nur geringe Auswirkungen auf die Gesamtakkumulation in einer Region haben.

5.3.3 Mittleres Miozän bis Holozän

Der Zeitraum des mittleren Miozäns ist in der Sierra Leone und der Kapverdischen Region vermutlich als Folge des relativ warmen Klimas verbunden mit einem hohen Meeresspiegel (Samthein et al., 1982) von sehr niedrigen Sedimentakkumulationen geprägt, während die Kanarische und die Guinea Region hohe Akkumulationsraten aufweisen. Die hohen Werte im Bereich der Kanaren und der Guinea Region sind auf den einsetzenden Vulkanismus im Zuge der alpidischen Orogenese zurückzuführen. Ab etwa 15 Ma werden für São Tomé von Grunau et al. (1975), sowie für die Kanarischen Inseln von McDougall und Schmincke (1976) intensive Phasen vulkanischer Aktivität beschrieben, die infolge der miozänen Meeresspiegelregression zur Ablagerung von Turbiditen mit vulkanischem Material in den Becken führen. Während die Akkumulation im kanarischen Becken schlagartig einsetzt, führt diese in der Kapverdischen Region erst allmählich zur Steigerung der Sedimentmassen. Die Maxima der Kanarischen Region bei 14 Ma, 10 Ma und 5 Ma stimmen mit den besonders aktiven Phasen auf Gran Canaria überein, während denen jeweils Raten von über 2000 km³/My Förderung von vulkanischem Material erreicht wurden (Schmincke, 1976; Hoernle und Schmincke, 1993). Die Dauer der jeweiligen Ereignisse liegt um 0.5 bis 1 My, führt aber während größerer Zeiträume zu erhöhter Sedimentakkumulation. Dem steht ein vulkanischer Hiatus im Intervall 5-9 Ma gegenüber, in dem die Akkumulation dementsprechend deutlich nachläßt. Gegenüber diesen bedeutenden Ereignissen ist die übrige Förderung vulkanischer Gesteinsmassen gering. Sie dürften die Hauptursache für die plötzlichen Steigerungen im Miozän und Pliozän sein. In der Kapverdischen Region ist demgegenüber ein gradueller Anstieg zu beobachten. Die frühe eruptive Phase der Kanaren scheint die Region nicht in demselben Maße betroffen zu haben, wie den Kanarischen Bereich. Erst im Pliozän treten die höchsten Sedimentakkumulationen auf. Ein Grund dafür könnte auch hier eine zunehmende Mobilisierung der im Zuge der vulkanischen Phasen auf den Schelfen abgelagerten leicht erodierbaren Sedimente durch den stark wechselnden Meeresspiegel sein.

Die Sierra Leone Region weist trotz der Nachbarschaft zu den in diesem Zeitraum ebenfalls aktiven Kapverdischen Inseln nur geringe Steigerungen der Sedimentakkumulation auf. Es scheint, als würde sich die Sedimentation der vulkanischen Sedimente überwiegend nordwärts orientieren, während in den südlich der aktiven Vulkane gelegenen Regionen geringere Sedimentmengen anfallen. Dies könnte Rückschlüsse auf Wind- und Strömungsrichtungen

während des mittleren und späten Miozäns zulassen. Die Größenordnung der Akkumulationssteigerung liegt in der Kanarischen und Kapverdischen Region höher als die der eozänen Raten, die durch Auftriebsgebiete erzeugt wurden.

Das ab dem mittleren Miozän bis ins Holozän kühler werdende Klima führte zu verstärkten Meeresspiegelregressionen und einer beschleunigten Erosion der Schelfe. Als Hinweis für den Einfluß von Meeresspiegelschwankungen auf die Akkumulationsraten kann die Tatsache gesehen werden, daß die Zunahme der Akkumulation in der Kapverdischen Region, mit ihrem für afrikanische Verhältnisse relativ breiten Schelf, zum Pliozän sehr hoch wird, während sie im Sierra Leone Becken gering ist, und etwa im Bereich der normalen Hintergrundsedimentation im Eozän – Oligozän bleibt. In der kanarischen Region ist der Zuwachs eher moderat, während die Guineabecken Region kein klares Signal zeigt.

Die Akkumulationsraten aller Becken zeigen im Pleistozän – Holozän einen leichten Rückgang gegenüber den pliozänen Raten. Dies ist ungewöhnlich, da die Meeresspiegelamplituden in diesem Zeitraum eher zugenommen haben (Haq et al., 1987). Möglicherweise hat sich die Schelfgeometrie zu diesem Zeitpunkt schon auf die wechselnden Verhältnisse eingestellt, sodaß die Schelfe, die im mittleren Miozän nach einer längeren Phase gering fluktuierenden Meeresspiegels mächtige Sedimentschichten aufgebaut hatten, während des Pliozäns den größten Teil des akkumulierten Materials an die Becken verloren haben.

Eine wichtige Rolle bei der Sedimentakkumulation in den Beckenbereichen könnten Bodenwasserströmungen spielen, die Sedimentdriftkörper erzeugen. Diese zeigen im Bereich des nördlichen Atlantiks Massenakkumulationen bis $40 \cdot 10^{15}$ kg/My im mittleren Pliozän um 3-5 Ma (Wold, 1992) und machen damit zum Teil über 50% der Sedimentakkumulation aus. Da dieses Intervall in allen Becken ebenfalls ein Maximum zeigt, kann vermutet werden, daß ein beträchtlicher Teil der Sedimentakkumulation im Plio- Pleistozän auf Bodenströmungen zurückgeführt werden kann. Eventuell ist auch das in der Sierra Leone Region und der Kapverdischen Region zuvor beobachtete Minimum eine direkte Folge der Erosion durch Bodenströmungen. Ein Hinweis darauf könnte der an vielen Stellen annähernd exponentielle Verlauf der Massen-/ Altersverteilungen vom mittleren Miozän zum späten Pliozän sein, der die verstärkte Wiederaufarbeitung älteren Materials beschreiben würde.

Zusammenfassend sind für den Zeitraum des mittleren Miozäns bis ins Holozän drei Faktoren für die Sedimentakkumulationen von Bedeutung:

1. Verstärkte Meeresspiegelschwankungen, durch die Sedimente von den Schelfen erodiert und in die Becken transportiert wurden. Diese sind in allen Becken gleichermaßen abhängig von der Fläche der Schelfe zu bemerken.
2. Bodenströmungen, die vermutlich besonders im Sierra Leone Becken, aber auch im kanarischen und kapverdischen Becken von Bedeutung sind.
3. Vulkanische Ereignisse, deren Auswirkungen besonders in der kanarischen Region, der Kapverdischen Region und der Guinea Region zu beobachten sind.

Die Faktoren 1 und 2 dürften die Gesamtmasse gegenüber dem langfristigen Mittelwert nicht oder nur in geringem Ausmaß verändern, während vulkanische Ereignisse Sedimente produzieren, die zuvor im Liefergebiet nicht vorhanden waren. Die Größenordnung der verschiedenen Faktoren läßt sich dennoch nur ungenau bestimmen. Während die Summe der neogenen Sedimente im Sierra Leone Becken, gegenüber dem langfristigen Mittel der vorhergehenden Abschnitte, nur eine sehr geringe Veränderung aufweist, ist die Veränderung in den übrigen Becken, durch den Einfluß vulkanischen Materials beträchtlich. Der geringe Anstieg in der Sierra Leone Region ist durch einen geringen vulkanischen Anteil und den sehr kleinen Schelf zu erklären.

5.4 Quantitative Betrachtungen

5.4.1 Die Hintergrundsedimentation

Um zu ermitteln, wieviel Sediment einem bestimmten Faktor zugeordnet werden kann ist es erforderlich, die Größenordnungen der Akkumulationsraten zu vergleichen. Dazu muß zunächst geklärt werden, wie groß die langfristige Hintergrundsedimentation in den verschiedenen Beckenbereichen ist, um anschließend abschätzen zu können, welche Sedimentmenge von anderen Faktoren produziert wird.

Für die Abschätzung langfristiger Raten eignet sich besonders der Zeitraum Paläozän bis zum frühen Miozän, in dem weder extreme Meeresspiegelschwankungen, noch plötzliche klimatische Änderungen oder tektonische Ereignisse das langfristige Bild so stark beeinflussen wie im Neogen. Günstig wirkt sich dahingehend aus, daß die für das Oligozän postulierte starke Meeresspiegelabsenkung in den Akkumulationsraten dieser Regionen nicht beobachtet werden kann. Auffallend ist, daß alle Gebiete, mit Ausnahme der Norwegen / GIN Region, die in diesem Zeitraum tektonisch aktiv ist, abgesehen von abgrenzbaren Ereignissen, eine verhältnismäßig gleichmäßige terrigene Sedimentakkumulation zeigen. Diese liegt in der

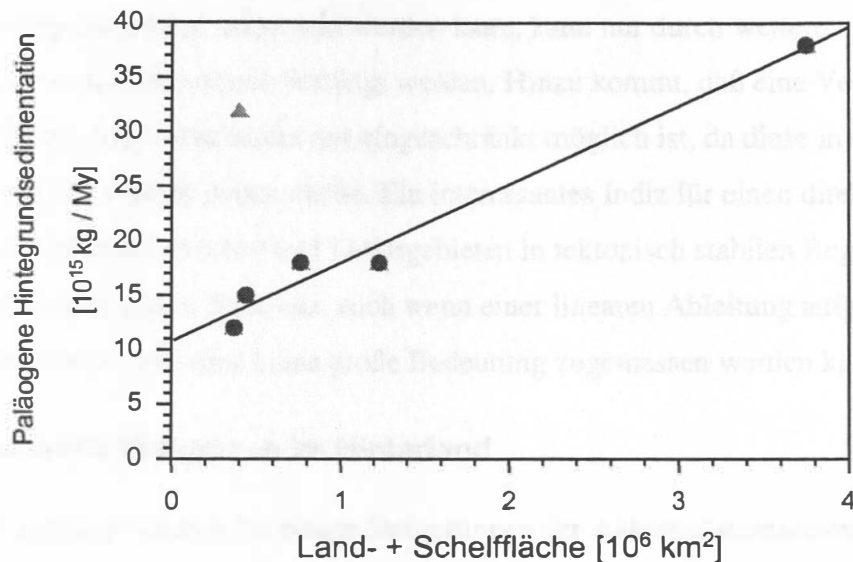


Abb. 43: Vergleich der paläogenen Hintergrundsedimentation mit der Summe der Flächen aus Hinterland und Schelfbereich. Es zeigt sich eine starke Korrelation in den verschiedenen Gebieten mit Ausnahme der Norwegen / GIN Region (▲), in der die starke regionale Tektonik die Erosionsbedingungen verändert.

Biskaya um $15 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$, in der Kanarischen Region und der Kapverdischen Region um $18 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$, in der Sierra Leone Region um $12 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$ und in der Guinea Region um $38 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$. In der Norwegen / GIN Region schwanken die Werte aufgrund der tektonischen Aktivität stark um $35 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$. Trägt man die Werte gegen die Summe der Fläche des Hinterlandes und des Schelfes auf, zeigt sich ein annähernd linearer Zusammenhang (Abb. 43). Dies läßt vermuten, daß in tektonisch stabilen Regionen die terrigenen Akkumulationsraten in erster Linie von der Größe der Hinterländer abhängig sind und das Relief oder die Ausprägung der Schelfe von weit geringerer Bedeutung sind. Ein extremes tektonisches Ereignis, wie das Einsetzen des Spreadings im Europäischen Nordmeer, kann jedoch die Sedimenterosion und -akkumulation beträchtlich in die Höhe treiben. Im dargestellten Zusammenhang wäre die Akkumulationsrate der Norwegen / GIN Region um etwa ein 3-faches höher als sie das der Fläche des Hinterlandes nach sein dürfte. Obwohl die Werte der Biskaya gut in dieses Bild passen, ist aufgrund des unbekannten Einflusses der südirischen Schelfregionen und des Englischen Kanals auf die Sedimentation in der Biskaya / Porcupine Region ein Zusammenhang ungewiß. Möglicherweise muß die zugeordnete Schelfregion hier beträchtlich vergrößert werden.

Zu beachten ist auch, daß die hier beobachtete Korrelation des Hinterlandes, mit der langfristigen Akkumulationsrate nur auf den Beobachtungen in fünf relativ ähnlich strukturierten und in ähnlichen Klimabereichen gelegenen Sedimentationsräumen beruht. Ob

der Zusammenhang genereller aufgestellt werden kann, kann nur durch weitere Untersuchungen anderer Regionen bestätigt werden. Hinzu kommt, daß eine Verbindung mit der heutigen Fläche des Hinterlandes nur eingeschränkt möglich ist, da diese in der Vergangenheit leicht variiert haben dürfte. Ein interessantes Indiz für einen direkten Zusammenspiel zwischen Erosion und Liefergebieten in tektonisch stabilen Regionen stellt der Zusammenhang in jedem Falle dar, auch wenn einer linearen Ableitung aufgrund der begrenzten Datenbasis hier noch keine große Bedeutung zugemessen werden kann.

5.4.2 Tektonische Ereignisse im Hinterland

Tektonische Ereignisse können für einige Steigerungen der Akkumulationsraten verantwortlich gemacht werden, ihre Auswirkungen sind aber sehr unterschiedlich. Während regionale Ereignisse, wie das Spreading im Europäischen Nordmeer und die Hebung Skandinaviens, verbunden mit isostatischen Meeresspiegelschwankungen zu Steigerungen von $60-70 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$ führen, haben lokale Ereignisse, wie die oligozänen Hebungen im Bereich der Abakaliki Antikline in der Guineabecken Region mit $5-7 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$ sehr viel geringere Auswirkungen auf die Akkumulationsraten im Beckenbereich. Inwieweit hier Zusammenhänge mit Fläche, Relief oder Niederschlägen in der gehobenen Region herzustellen sind, bleibt zu überprüfen. Zu vermuten ist ein ähnlicher Zusammenhang, wie bei den langfristigen Akkumulationen, kann hier aber aufgrund fehlender detaillierter Daten nicht belegt werden.

5.4.3 Meeresspiegeländerungen

Der direkte Einfluß von Meeresspiegeländerungen ist als alleiniger Faktor in keiner der Regionen zu irgendeinem Zeitpunkt zu beobachten. Dies ist nicht ungewöhnlich, da die Änderung des Meeresspiegels im allgemeinen kausal mit klimatischen oder tektonischen Ereignissen in Zusammenhang steht. Daher können auch über diesen Punkt nur indirekte Aussagen getroffen werden. Beobachtet werden kann, daß alle Land- und Schelfbereiche während des Känozoikums zum Teil beträchtliche Schichtlücken aufweisen. Mangels anderer Erklärungsmöglichkeiten können diese nur auf verstärkte Erosion durch einen variablen Meeresspiegelstand erklärt werden. Zu welchem Zeitpunkt Sedimente welchen Alters aufgearbeitet wurden, geht aus den Daten nicht hervor. Das Zeitintervall, in dem Meeresspiegeländerungen die größte Rolle bei der känozoischen Sedimentakkumulation gespielt haben dürften, ist das Pliozän bis Holozän. Vergleicht man die känozoischen Sedimentmassen auf den Land- und Schelfgebieten mit den während des Pliozäns

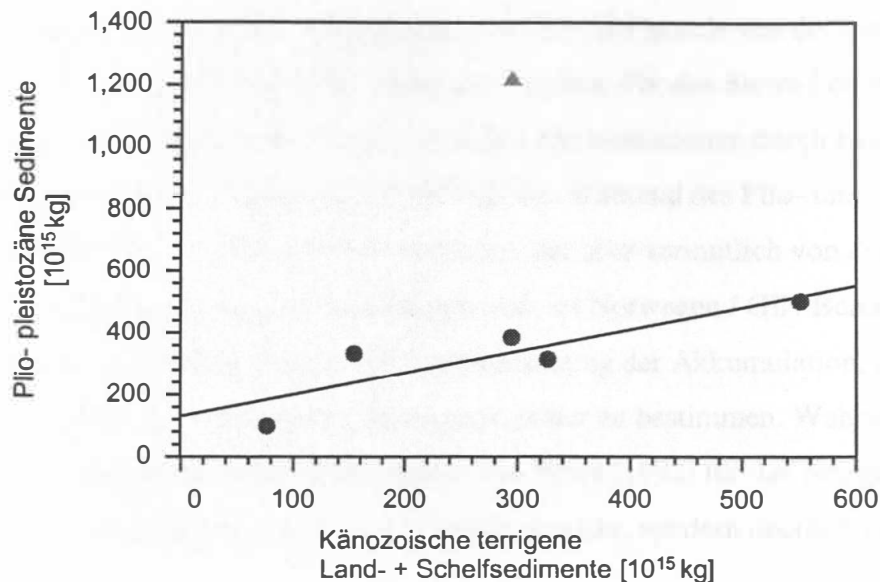


Abb. 44: Vergleich der plio- pleistozänen Sedimentmassen mit den auf Hinterland und Schelfbereichen existierenden känozoischen Sedimentmengen. Deutlich ist, daß die Größenordnungen beider Massen für die Regionen jeweils übereinstimmen. Eine Ausnahme stellt hier die Guinea Becken Region dar (▲), in der die unwahrscheinliche Größenordnung der pleistozänen Sedimentakkumulation das Verhältnis verfälscht. .

abgelagerten Sedimentmassen, so kann man feststellen, daß die auftretende Größenordnung etwa dieselbe ist. Trägt man die Werte gegeneinander auf (Abb. 44), läßt sich ebenfalls ein linearer Zusammenhang mit guter Korrelation zwischen den känozoischen Sedimentmassen auf Land und Schelfgebieten und den pliozänen Akkumulationsraten herstellen. Dies deutet auf einen großen Einfluß der Meeresspiegelschwankungen auf die Akkumulationsraten im Plio- Pleistozän hin. Dabei ausgenommen sind die Daten für die Guineabecken Region, wo das durch die unzureichende Datendichte auftretende Pleistozäne Massenmaximum die werte verfälscht.

Es läßt sich festhalten, daß eine Beziehung zwischen känozoischen Massen auf kontinentalen Krustenbereichen und den Steigerungen der Akkumulationsraten im Plio- Pleistozän konstruierbar ist und auf die Meeresspiegeländerungen als Hauptfaktor deutet. Weitere Untersuchungen in anderen Gebieten müssen zeigen, wie repräsentativ dieses Ergebnis im globalen Zusammenhang ist.

5.4.4 Konturströme und Sedimentdrift

Der Einfluß von Konturströmen und Sedimentdriftkörpern ist besonders für die Zeitabschnitte des frühen Eozäns, der Eozän – Oligozän Grenze und dem Plio- Pleistozän zu vermuten. Besonders im frühen Eozän können für die westafrikanischen Becken bedeutende

Umlagerungen durch Sedimentdrift angenommen werden, die jedoch von der biogenen Akkumulation durch das Auftriebsgebiet überlagert werden. Für das Sierra Leone Becken sind auch an der Eozän – Oligozän Grenze verstärkte Akkumulationen durch Konturströme vorstellbar. Der Zuwachs beträgt etwa $10 * 10^{15}$ kg/My. Während des Plio- und Pleistozäns ist ebenfalls ein Einfluß von Sedimentdrift zu vermuten, der aber vermutlich von den Steigerungen durch Meeresspiegelschwankungen und, im Norwegen / GIN Bereich durch tektonische Ereignisse, überlagert wird. Die Größenordnung der Akkumulation, die auf diesen Faktor zurückzuführen ist, ist in beiden Fällen nicht sicher zu bestimmen. Wahrscheinlich ist aber, daß sie in keinem Falle die im Nordatlantik von Wold (1992) für das Neogen festgestellten maximalen Raten von $26 * 10^{15}$ kg/My erreicht, sondern deutlich darunter bleibt.

5.4.5 Vulkanische Ereignisse

Ein bedeutender Faktor für die Produktion von Sedimenten sind die miozänen vulkanischen Aktivitäten in der Kanarischen, Kapverdischen und Guineabecken Region. Eine präzise Abschätzung des Einflusses ist wegen der wenig später einsetzenden klimatischen Änderungen schwierig. Geht man davon aus, daß der Einsatz der klimabedingten Faktoren erst ab dem späten Miozän mit langsamer Steigerung zum Pliozän hin erfolgt, müssen die hohen mittel- und spätmiozänen Akkumulationen nahezu vollständig vulkanischen Ereignissen zugeordnet werden. Das würde bedeuten, daß die Sedimentmassen, die auf vulkanischen Ereignissen beruhen in der Kanarischen Region im mittleren Miozän eine Größenordnung von über $50 * 10^{15}$ kg/My terrigener Sedimente erreichen.

Schmincke (1976) und Schmincke und Hoernle (1993) geben für Gran Canaria während mehrerer bedeutender eruptiver Phasen eine maximale Eruptionsrate von rund 4000 und 2000 km^3/My an. Diese Phasen haben jeweils eine Dauer von etwa 1 My, und beinhalten Einsetzen und Abklingen der eruptiven Tätigkeit. Rechnet man diese Angaben in Massen um, erhält man bei einer Annahme einer Gesteinsdichte von 2.7 t/m^3 eine Masse von rund $5.4 * 10^{15}$ kg/My bei einer Fördermenge von 2000 km^3/My . Diese Menge betrifft nur die Insel Gran Canaria und muß entsprechend auf die weiteren Vulkaninseln der Region übertragen werden. Auf die gesamte Massenverteilung, mit einer dauerhaft erhöhten Akkumulation sind allerdings Werte von $50 * 10^{15}$ kg/My selbst in der Kanarischen Region, die sowohl im Norden von den Kanarischen Inseln, wie auch im Süden von den Kapverdischen Inseln beeinflußt wird, zu hoch. Ungewiß ist auch der Einfluß der submarinen Seamounts dieser Region, über die es nur wenig Informationen gibt. Eine Erklärungsmöglichkeit für diese

Diskrepanz könnte in der verwendeten Datengrundlage liegen. Da in der Kanarischen Region vergleichsweise viele DSDP- und ODP-Bohrungen niedergebracht wurden, könnten dort auftretende hohe Mächtigkeiten unverhältnismäßig weit auf Beckenbereiche übertragen worden sein, für die keine besseren Daten zur Verfügung standen. Dies würde zu einer generellen Überschätzung der Zeitintervalle führen, in denen verstärkte vulkanische Aktivität zu verzeichnen ist.

Auf Basis der oben gemachten Angaben läßt sich der Einfluß vulkanischer Anteile an den Massenverteilungen daher nur ungefähr auf einen Bereich von $20 - 30 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$ in Abschnitten hoher Aktivität abschätzen. In weniger aktiven Intervallen war er gewiß deutlich niedriger, möglicherweise um $2 - 5 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$. Auch in der Kapverdischen Region dürften nur niedrigere vulkanische Anteile an der neogenen Akkumulation beteiligt sein. Sie werden hier mit $5 - 15 \cdot 10^{15} \text{ kg/My}$ angegeben.

5.4.6 Sonstige Faktoren

Über die übrigen Faktoren läßt sich anhand der betrachteten Regionen nur sehr wenig sagen:

- Gletschererosion;
- Glaziale Sekundäreffekte auf Flußläufe;
- Klimaänderungen, durch die Verwitterung und Bodenerosion verstärkt oder abgeschwächt wird;

Keiner dieser Faktoren kann in den bearbeiteten Regionen von anderen Phänomenen getrennt beobachtet werden. Daher ist der Einfluß auf die Veränderlichkeit der Akkumulationsraten in diesen Regionen nicht zu bewerten. In diesem Zusammenhang wäre es interessant, Becken zu untersuchen, in denen sich diese möglichen Ursachen für Sedimentakkumulation abgetrennt von anderen Faktoren beobachten ließen. Hier wären z.B. die Becken des westlichen Europäischen Nordmeeres für die Gletschererosion, die nördliche Nordsee zur Untersuchung der glazialen Sekundäreffekte und evtl. sibirische Randbecken für die Veränderung der Erosionsfaktoren interessant. Ein Grund dafür, daß in dieser Arbeit über diese Faktoren keine Auskunft gegeben werden kann, liegt darin, daß die zeitliche Dimension in der gearbeitet wurde, nicht mit der des Auftretens der Erosionsfaktoren übereinstimmt. Zur Bearbeitung dieses Problems ist darauf zu achten, daß die drei oben genannten Faktoren vermutlich am besten in Regionen mit besonders hochauflösenden pliozänen und pleistozänen stratigraphischen Informationen bewertet werden können.

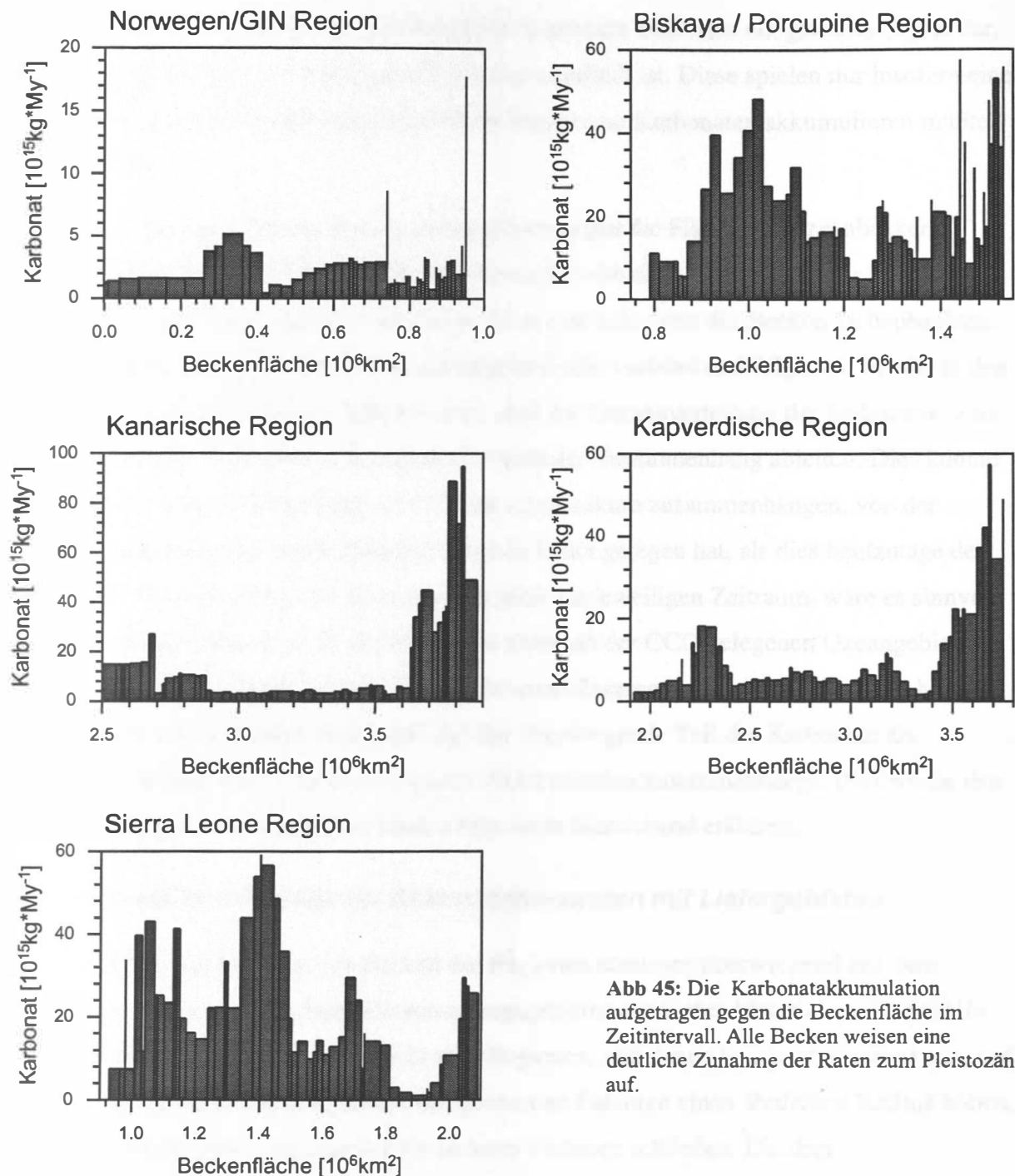


Abb 45: Die Karbonatakkumulation aufgetragen gegen die Beckenfläche im Zeitintervall. Alle Becken weisen eine deutliche Zunahme der Raten zum Pleistozän auf.

5.5 Die Karbonatakkumulation

Die Akkumulation von Karbonaten ist in der hier betrachteten Dimension von 1 My Intervallen in erster Linie von globalen Faktoren abhängig. Dieser Zusammenhang kann durch die Verweildauer von Bikarbonat in den Weltmeeren von rund 90.000 Jahren belegt werden. Dies führt zu der Schlußfolgerung, daß der zentrale Faktor, der die Akkumulation von Karbonaten steuert, die globalen Erosionsraten sind, die den Eintrag von Bikarbonat in

die Weltmeere steuern. Die relative Menge der Karbonate stellt also ein globales Signal dar, das in geringem Maße von regionalen Faktoren beeinflusst ist. Diese spielen nur insofern eine Rolle, als in großen Becken insgesamt höhere Mengen an Karbonaten akkumulieren müßten als in kleinen.

In Abb. 45 sind die Karbonatmassen der Regionen gegen die Fläche der Ozeanbecken aufgetragen. Unter langfristig stabilen Bedingungen wäre ein einfacher linearer Anstieg der Werte relativ zur Beckengröße zu erwarten. Dieser ist in keinem der Becken zu beobachten. Die Verteilung der Karbonatwerte ist im Gegenteil sehr variabel und folgt, wie bereits in den Massen-/ Altersverteilungen deutlich wurde, eher der Gesamtverteilung der Sedimente. Aus den vorliegenden Daten läßt sich daraus kein globaler Zusammenhang ableiten. Dies könnte mit einer veränderten Tiefenlage der CCD im Känozoikum zusammenhängen, von der angenommen wird, daß sie im Paläozän deutlich höher gelegen hat, als dies heutzutage der Fall ist. In Verbindung mit der Beckentopographie im jeweiligen Zeitraum, wäre es sinnvoll die Karbonatakkumulation mit der Fläche der oberhalb der CCD gelegenen Ozeangebiete zu vergleichen. Dabei könnte sich ein deutlich besserer Zusammenhang ergeben, als es hier der Fall ist. Eine andere Möglichkeit wäre, daß der überwiegende Teil der Karbonate als klastischer Eintrag direkt mit der terrigenen Akkumulation zusammenhängt. Dies würde den weitgehend ähnlichen Verlauf der beiden Parameter hinreichend erklären.

5.6 Korrelationen terrigener Akkumulationsraten mit Liefergebieten

Die terrigenen Sedimente in den Becken der Regionen stammen überwiegend aus dem Eintrag von Flüssen, die in ihren Entwässerungsgebieten erodiertes Material an die Schelfe und Beckenbereiche liefern. Vergleicht man Regionen, von denen vermutet werden kann, daß mehrere der für Sedimentakkumulationen genannten Faktoren einen ähnlichen Einfluß haben, lassen sich daraus Rückschlüsse auf die anderen Faktoren schließen. Die drei westafrikanischen Regionen, die Kanarische-, die Kapverdische- und die Sierra Leone Region weisen in vielen Punkten wesentliche Gemeinsamkeiten auf. Sie liegen in Ähnlichen Klimabereichen, ihre Liefergebiete sind tektonisch über das gesamte Känozoikum stabil und die Fläche, die von Schelf und Liefergebieten gebildet wird, hat mit Sicherheit nicht stark variiert. Die terrigenen Akkumulationsraten der Gebiete werden wesentlich von der Fläche des Hinterlandes und des Schelfes gesteuert (vgl. Abb. 43, Kap. 5.4.1). Allerdings sind die Gebiete von der hypsographischen Struktur der Hinterländer (vgl. Abb. 29, 33, 37) und vom lithologischen Aufbau der Liefergebiete her nicht homogen.

Von einem linearen Zusammenhang zwischen Sedimentakkumulation und der Fläche der Liefergebiete und Schelfe ausgehend, kann man eine lineare Regression für diese Beziehung in den westafrikanischen Regionen mit der einfachen Geradengleichung

$$y = a + b \cdot x$$

berechnen. Dabei ist a der Schnittpunkt der Gerade zur y Achse und b gibt die Steigung der Geraden, also die Denudationsrate in Masse pro Zeiteinheit und Fläche an. Eine ideale Gerade sollte dabei theoretisch ihren Ursprung im Punkt $[0 \text{ kg/My}, 0 \text{ km}^2]$ haben, d.h. wenn kein Liefergebiet vorhanden ist, sollte keine Sedimentakkumulation stattfinden. Führt die berechnete Gerade aber nicht durch den theoretischen Ursprung, so kann gefolgert werden, daß die Akkumulation nicht nur von der Fläche des Liefergebietes und der Schelfe gesteuert wird, sondern auch von anderen Faktoren beeinflusst wird. Liegt dabei der Schnittpunkt mit der y -Achse im positiven Bereich, führten diese Faktoren im Ergebnis zu verstärkter Sedimentakkumulation, liegt der Schnittpunkt im negativen Bereich, ist entweder eine verstärkte Erosion der ursprünglich vorhandenen Sedimente dieses Zeitintervalls anzunehmen, oder die Sedimente sind innerhalb des Liefergebietes akkumuliert worden. Der Schnittpunkt gibt dabei auch die Größenordnung der dabei beteiligten Faktoren an. Da es sich dabei vermutlich hauptsächlich um Erosion innerhalb der Beckenbereiche handelt, oder um Umlagerungen innerhalb der Schelfgebiete können die „anderen Faktoren“ generalisierend als strömungsbedingt bezeichnet werden. Der Korrelationskoeffizient liefert dabei ein Maß für die Verlässlichkeit des linearen Zusammenhanges, d.h. ob die Schelfe und Liefergebiet in diesem Zeitintervall überhaupt einen linearen Zusammenhang mit den Akumulationsraten aufweisen.

In Abb. 46 (a-m) ist die terrigene Sedimentakkumulation in den Regionen für verschiedene Zeitintervalle gegen die heutigen Flächen der Summe aus landseitigen Liefergebieten und Schelfen aufgetragen. Außerdem wurde für jedes Intervall die Regression über die westafrikanischen Becken berechnet. Bis auf die Zeitintervalle spätes Eozän und frühes Oligozän, sowie mittleres und spätes Miozän herrschen während aller Intervalle in der Kanarischen, Kapverdischen und Siera Leone Region ähnliche Bedingungen. Es fällt auf, daß die Werte für fast alle Zeitabschnitte eine sehr gute Korrelation aufweisen. Eine Ausnahme bilden die Zeitintervalle spätes Eozän und frühes Oligozän, in denen die strömungsbedingte Sedimentakkumulation im Sierra Leone Becken, die in der Kanarischen und Kapverdischen Region nicht auftritt, zu überhöhten Werten führt. Ferner zeigt sich, daß in den stark vulkanisch beeinflussten Zeitintervallen vom mittleren bis späten Miozän der Zusammenhang sehr gut ist, obwohl die Regionen sehr unterschiedlich davon betroffen sind.

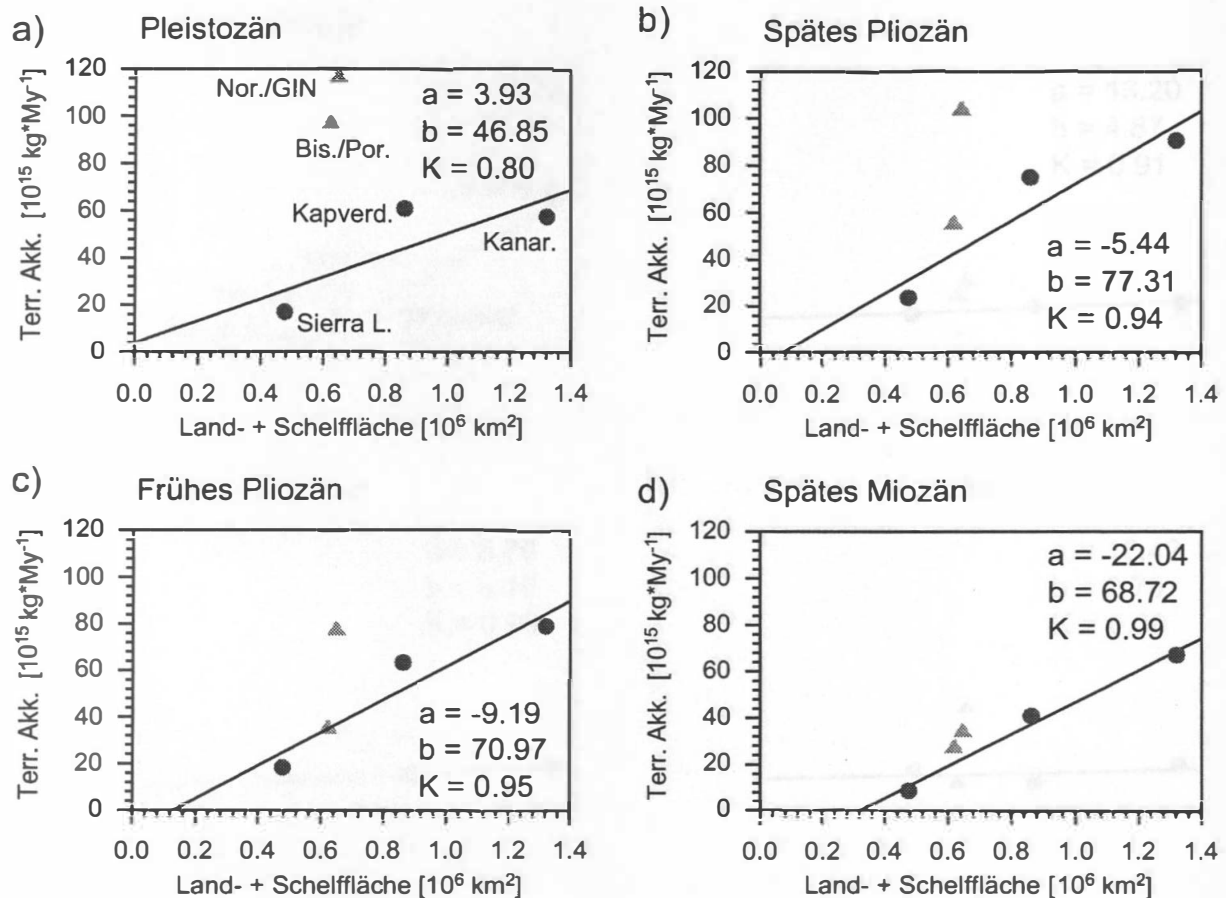


Abb. 46-1: Dargestellt ist das Verhältnis der terrigenen Akkumulationsraten gegen die Summe der Flächen von Schelf und Landgebieten der Regionen für verschiedene Zeitintervalle. Die Zuordnung der Punkte zu den Regionen ist dem Diagramm oben links zu entnehmen. Die Fläche ist für die Gebiete in allen Diagrammen gleich. Die Berechnung der Regression berücksichtigt nur die westafrikanischen Regionen (●).

Die europäischen Regionen, die in Abb. 46 a-m als Dreiecke dargestellt sind, wurden nicht mit in die Regressionsberechnung einbezogen. Dennoch zeigt sich, daß die Sedimentakkumulationen der Biskaya / Porcupine Region für das gesamte Paläogen und das beginnende Neogen ausgezeichnet in das Bild passen, das von den westafrikanischen Regionen gezeichnet wird. Deutliche Abweichungen von den berechneten Regressionsgeraden zeigen sich nur in den Zeitabschnitten, in denen auch für die westafrikanischen Regionen eine schlechte Korrelation vorliegt und im Pleistozän. Da die pleistozänen Akkumulationen anscheinend primär durch stark wechselnde Meeresspiegelstände beeinflusst sind, ist wahrscheinlich die größere Fläche der Schelfe dafür verantwortlich. Da auch für die Biskaya / Porcupine Region im Känozoikum stabile Verhältnisse im Hinterland angenommen werden können, zeigt sich, daß die Berechnungen für die westafrikanischen Regionen durchaus als repräsentativ gelten können. Die Werte für die Norwegen / GIN Region liegen ab dem Mittleren Eozän deutlich über den der

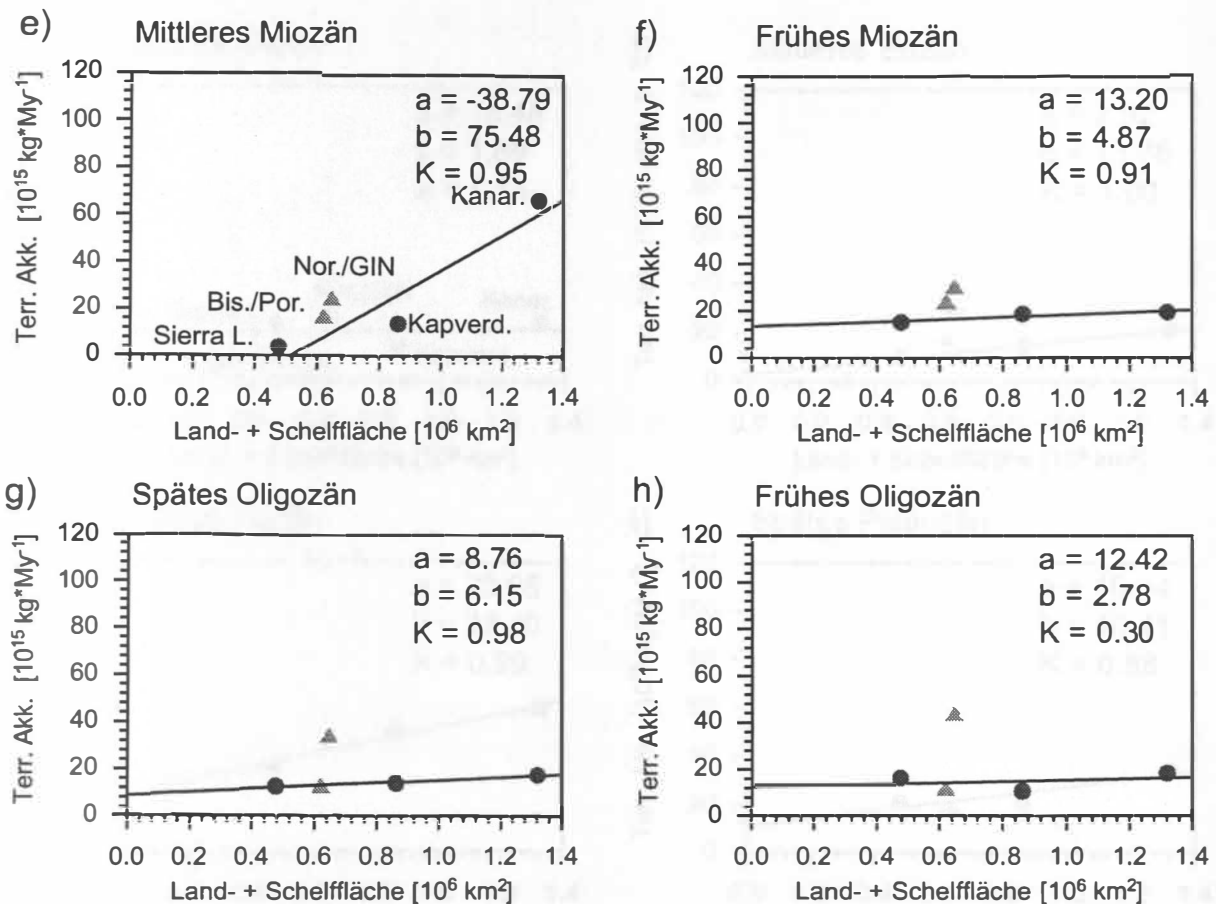


Abb. 46-2: Dargestellt ist das Verhältnis der terrigenen Akkumulationsraten gegen die Summe der Flächen von Schelf und Landgebieten der Regionen für verschiedene Zeitintervalle. Die Zuordnung der Punkte zu den Regionen ist dem Diagramm oben links zu entnehmen. Die Fläche ist für die Gebiete in allen Diagrammen gleich. Die Berechnung der Regression berücksichtigt nur die westafrikanischen Regionen (●).

Regressionsgeraden. Die Abweichung ist zunächst nur gering, verstärkt sich aber deutlich ab dem Pliozän, eine Zeit für die für den skandinavischen Schild starke Hebungen postuliert werden. Auch hier spielen also regionale Gründe eine Rolle, wenn die Akkumulationsraten vom berechneten Mittel abweichen. Treten keine derartigen Ereignisse auf, reagieren die Raten wieder auf die Fläche der Liefergebiete und Schelfe.

Die aus den Diagrammen abgeleiteten Denudationsraten und Größenordnungen anderer Akkumulationsfaktoren sind in Abb. 47 dargestellt. Es zeigen sich drei Abschnitte, während denen sich die Bedeutung des Hinterlandes für die Sedimentakkumulation deutlich veränderte. Vom Paläozän bis zum späten Eozän ist die terrigene Sedimentakkumulation leicht dominant gegenüber anderen Faktoren. Sedimente des frühen Paläozäns sind in geringem Maße aufgearbeitet worden. Dies kehrt sich, bei etwa gleichbleibender Gesamtakkumulation ab dem späten Eozän (38,6 Ma) um. Von nun an, spielt die Größe des Liefergebietes bis zum Ende des frühen Miozäns (16,3 Ma) nur eine untergeordnete Rolle.

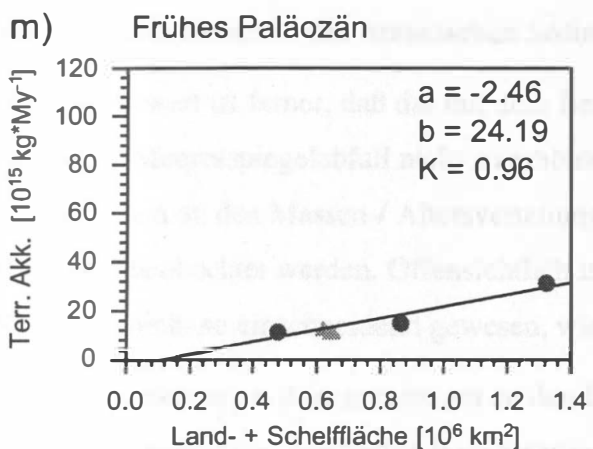
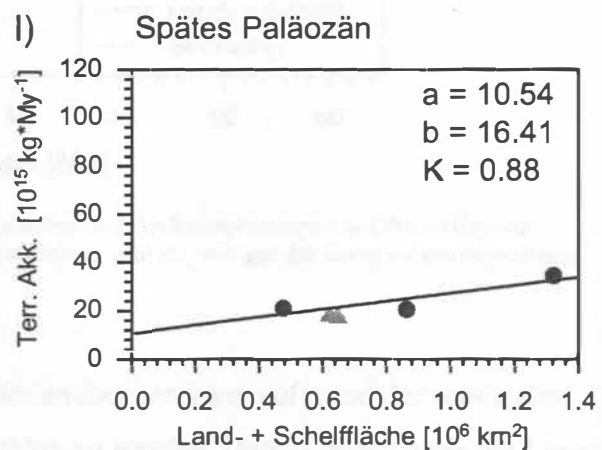
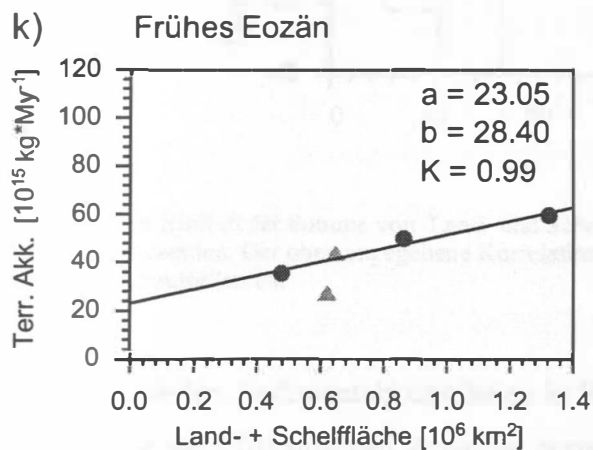
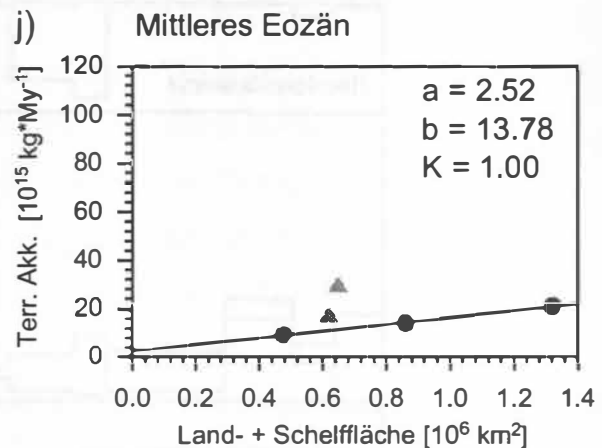
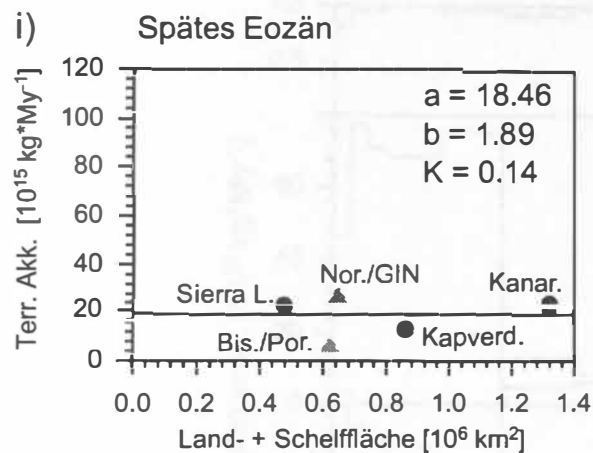


Abb. 46-3: Dargestellt ist das Verhältnis der terrigenen Akkumulationsraten gegen die Summe der Flächen von Schelf und Landgebieten der Regionen für verschiedene Zeitintervalle. Die Zuordnung der Punkte zu den Regionen ist dem Diagramm oben links zu entnehmen. Die Fläche ist für die Gebiete in allen Diagrammen gleich. Die Berechnung der Regression berücksichtigt nur die westafrikanischen Regionen (●).

Andere Faktoren, wie z.B. Bodenströmungen spielen eine deutlich größere Rolle. Während des mittleren und späten Miozäns setzt dann eine Phase deutlich verstärkter Erosion in den Liefergebieten ein. Dabei liegt der frühe Einsatz im mittleren Miozän in diesen Regionen am einsetzenden Vulkanismus in der Kanarischen und Kapverdischen Region. Die hohen Plio-Pleistozänen Raten deuten jedoch stark auf erhöhte Erosionsfaktoren aufgrund klimatischer Ursachen hin. Die negativen Werte der strömungsbedingten Faktoren deuten auf eine starke Erosion der Sedimente auf dem Schelf und den Beckenbereichen während späterer

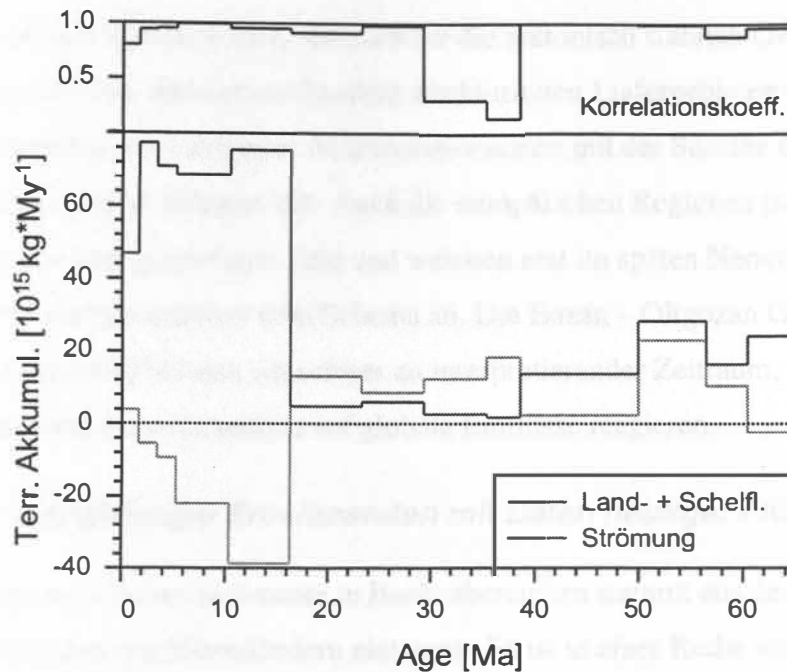


Abb. 47: Der Einfluß der Summe von Land- und Schelfgebieten und Beckenströmungen auf die terrigenen Akkumulationsraten. Der oben angegebene Korrelationskoeffizient gibt an, wie gut der lineare Zusammenhang der Raten herzustellen ist.

Zeitintervalle hin. Sedimentakkumulation in Hinterlandbecken kann aufgrund der regionalen Struktur der westafrikanischen Regionen ausgeschlossen werden. Darauf deutet auch die Lage der Sedimentmassen in den ozeanischen Sedimentbecken hin.

Bemerkenswert ist ferner, daß der mit dem Beginn der Arktischen Vereisung oft postulierte oligozäne Meeresspiegelabfall nicht zu erhöhten Akkumulationsraten führt. Dieser Umstand konnte schon an den Massen-/ Altersverteilungen der Kanarischen und Kapverdischen Regionen beobachtet werden. Offensichtlich ist dieses Ereignis in den westafrikanischen Regionen nicht so einschneidend gewesen, wie in anderen Gebieten.

Die Interpretation passt insgesamt gut zu den Beobachtungen von Hadley und Schumm (1961) die bemerkten, daß kleine Entwässerungsbecken verglichen mit größeren, zu überproportional hohe Raten detritischer Flußfracht führen. Ein genereller Offset, wie er durch den Faktor a beschrieben wird und Wiederaufarbeitung älteren Materials einschließt, würde dieses Verhalten gut beschreiben. Wold und Hay (1993) zeigten, daß eine unterschiedliche lithologische Zusammensetzung der Gesteine im Liefergebiet in globalen und regionalen Skalen nicht zu unterschiedlichen Erosionsraten und Verwitterungsraten führt. Auch diese Beobachtung kann hier bestätigt werden.

Zusammenfassend läßt sich festhalten, daß sich für die tektonisch stabilen Gebiete mit einer ähnliche Klimageschichte, aber unterschiedlich strukturierten Liefergebieten ein sehr guter linearer Zusammenhang der terrigenen Akkumulationsraten mit der Summe der Fläche aus Schelfen und Hinterländern belegen läßt. Auch die europäischen Regionen passen ausgezeichnet in das dort gezeichnete Bild und weichen erst im späten Neogen aufgrund regionaler Besonderheiten deutlich vom Schema ab. Die Eozän – Oligozän Grenze bleibt durch spezielle regionale Faktoren ein schwer zu interpretierender Zeitraum, in dem die Regionen anscheinend nicht einheitlich auf globale Einflüsse reagieren.

5.7 Vergleich langfristiger Erosionsraten mit Daten heutiger Flüsse

Die größte Menge detritischer Sedimente in Beckenbereichen stammt aus dem Eintrag über Flüsse, die Material aus den Hinterländern eintragen. Es ist in einer Reihe von Untersuchungen versucht worden, Zusammenhänge zwischen der Struktur, dem Relief oder der Niederschlagsmenge eines Entwässerungsbeckens mit der Erosionsrate herzustellen. Um Hinweise auf generelle Beziehungen zwischen Erosion und Liefergebieten zu erhalten ermittelten verschiedene Autoren Informationen über die Entwässerungsgebiete von verschiedenen Flüssen. Eine Zusammenfassung der bisher ermittelten Daten ist in Hay (1998) zusammengestellt. Dazu gehörten unter anderem die Flächen der Entwässerungsbecken, Niederschlagsmenge, topographische Parameter, Abflußmengen, Salinität und gelöste Flußfracht. Die Untersuchungen bezogen sich in allen Fällen auf Messungen an heutigen Flüssen und der Betrachtung der gegenwärtigen Topographie. Auffallend ist, daß die Streuung in allen ermittelten Daten der verschiedenen Autoren beträchtlich ist und die Korrelation von Erosion mit den Beckenparametern problematisch. Die Ableitung allgemeiner Zusammenhänge durch eine Extrapolation in globale Skalen stellt sich als äußerst schwierig dar und weist hohe Unsicherheiten auf. Dies zeigt sich auch an der Vielfalt der bisher vorgeschlagenen Gründe für die Variabilität des Transportes von detritischem Material in Flüssen. Diese umfassen nach der Zusammenstellung von Hay (1998):

1. Größe des entwässerten Gebietes
2. Großskaliges Relief
3. Lokales Relief
4. Lithologische Parameter der Gesteine und Sedimente
5. Klimatische Gründe (Niederschläge, Abflußmenge, Temperatur)
6. Vegetation
7. Seen

8. Anthropogene Einflüsse.

Ein Grund für die Variabilität in den Daten wird darin gesehen, daß viele Flüsse durch Staudämme und anthropogene Eingriffe in den Flußlauf nicht mehr dieselben Mengen an Sediment führen, wie sie das natürlicherweise tun würden und z.T. auch zum Zeitpunkt älterer Messungen getan haben (Milliman und Meade, 1983). Ferner ist die direkte Messung von Flußfrachten dadurch schwierig, daß viele Flüsse episodisch Sedimente schütten, was zu extremen Varianzen in den Messungen führt und zur Unterschätzung der realen Sedimentmassen (Meade und Parker, 1985). Der repräsentative Charakter der Messungen ist nur sehr schwer nachzuweisen. Hay (1998) schlägt vor, den Einfluß tektonischer und isostatischer Ereignisse über sedimentäre Massenbilanzen eines größeren geologischen Zeitraumes zu untersuchen, um die Varianzen gering zu halten.

Mit den hier berechneten Sedimentakkumulationen lassen sich die Erosionsraten der Hinterländer und die detritische Fracht der zuliefernden Flüsse abschätzen und mit den heutigen Raten vergleichen. Da die Hintergrundsedimentation in tektonisch stabilen Regionen über große Zeiträume anscheinend nur geringen Schwankungen unterworfen ist, ist es möglich, die Erosion ohne kurzzeitige Varianzen über einen sehr langen Zeitraum zu betrachten. Dabei wurde zur Vereinfachung angenommen, daß sich die verringerte Ausdehnung der Hinterländer mit steigendem Meeresspiegel nur in geringem Maße auswirkt. Abschätzungen zeigen, daß sich die Größe der für die Regionen angenommenen Hinterländer nur in der Norwegen / GIN Region aufgrund der Hebung des Barentsschelfes im Eozän um mehr als 10% verändert hat. In den anderen Regionen ist die Varianz vermutlich aufgrund der steten Anlieferung von Sediment, das bei steigendem Meeresspiegel ausgleichend wirkt, deutlich geringer. Zur Betrachtung der Erosion wurde die Fläche der Liefergebiete mit der maximalen Sedimentakkumulation, die in der Regel im Pliozän liegt, sowie mit der allgemeinen paläogenen Hintergrundsedimentation verglichen. Zu beachten ist, daß hier nicht einzelne Entwässerungsbecken betrachtet werden können, sondern die Region über ihr Sedimentationsbecken definiert worden ist. So kann z.B. in der Guineabecken Region der Niger nicht separat betrachtet werden, sondern die Region enthält zusätzlich das Entwässerungsgebiet des Volta und einige kleinere Flüsse, die das Guineabecken potentiell mit Sediment beliefern.

Abbildung 48 zeigt die Variabilität der Mengen terrigener Sedimente im Verhältnis zu den Liefergebieten. Es zeigt sich, daß die terrigenen Sedimentakkumulationen starken Schwankungen unterworfen sind, deren maximale Amplitude bei den westafrikanischen

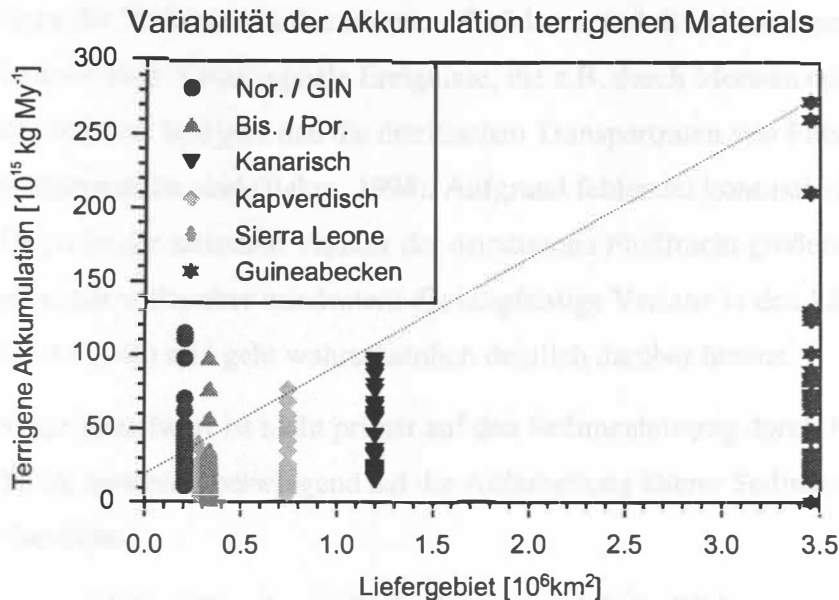


Abb. 48: Dargestellt sind die Akkumulationsraten terrigener Sedimente für jedes 1My-Intervall gegen die Fläche der Liefergebiete. Die Bandbreite der Akkumulationsraten im Känozoikum ist deutlich zu erkennen, die Amplituden variieren mit der Fläche des Hinterlandes. Für die afrikanischen Regionen ist ein durch eine Linie angedeuteter Trend zu erkennen, der die Akkumulationsmaxima, abhängig von der Größe der Liefergebiete begrenzt. Die europäischen Regionen folgen diesem Trend nicht.

Regionen direkt mit der Fläche des Liefergebietes korreliert. Die Maxima in den Sedimentmassen der westafrikanischen Regionen zeigen einen guten linearen Zusammenhang, obwohl sie nicht immer im gleichen Zeitintervall liegen. Die europäischen Regionen zeigen hier keinen passenden Trend. Dies dürfte an der bereits beschriebenen Unsicherheit in der Ausdehnung der Liefergebiete liegen, die bei diesen Gebieten im Laufe der Geschichte stark geschwankt haben dürfte. Da der Einfluß großer Bereiche der Irischen See und des Englischen Kanals auf die Biskaya und der Einfluß des Barentsschelfes auf das Lofotenbecken nicht genau abgeschätzt werden können, ist hier ein Fehler in der Größenabschätzung der Liefergebiete wahrscheinlich. Hingegen zeigt sich, daß in den westafrikanischen Regionen aufgrund der relativ ähnlichen geologischen Geschichte, die Sedimentakkumulation gut mit der Fläche der Liefergebiete korrelierbar ist.

Abbildung 49 zeigt die Akkumulation terrigener Sedimente im Pliozän und Pleistozän im Vergleich mit rezenten Daten über die detritische Fracht der Flüsse Niger, Volta, Senegal, Loire und Garonne, die die Regionen mit Sediment beliefern (Allen, 1997). Die Meßdaten der Flüsse liegen in allen Fällen deutlich unter den langfristigen Werten. Dafür kann es verschiedene Ursachen geben:

1. Die Messungen unterliegen den oben angesprochenen Fehlern, indem kurzzeitige stark schüttende Episoden nicht erfaßt wurden.

Tatsächlich zeigen die Varianzen in den rezenten Flußdaten, daß die Messungen mit einem hohen Fehler belastet sind. Katastrophale Ereignisse, die z.B. durch Monsun oder El Niño ausgelöst werden können, belegen, daß die detritischen Transportraten von Flüssen großen Schwankungen unterworfen sind (Baker, 1994). Aufgrund fehlender kontinuierlich genommener Daten ist die saisonale Varianz der detritischen Flußfracht größerer Flüsse nicht direkt abschätzbar. Sie sollte aber mindestens die langfristige Varianz in den känozoischen Raten umfassen (Abb. 48) und geht wahrscheinlich deutlich darüber hinaus.

2. Der langfristige Mittelwert ist nicht primär auf den Sedimenteintrag durch Flußfracht zurückzuführen, sondern überwiegend auf die Aufarbeitung älterer Sedimente innerhalb der Beckenbereiche.

Diese Interpretation wird gestützt durch die Beobachtung, daß die Bildung von Sedimentdriftkörpern direkt mit der Bildung von Antarktischem Bodenwasser und Nordatlantischem Tiefenwasser zusammenhängt. Als Folge der anhaltenden Abkühlung im Neogen könnte ein verstärktes Auftreten von Konturströmen die Aufarbeitung der Sedimente im Tiefseebereich verstärkt haben und dadurch zur Überschätzung der tatsächlich in die Beckenbereiche gelieferten Sedimentmenge geführt haben. Tatsächlich ist von vielen Autoren das Vorkommen von pleistozänen Sedimentdriftkörpern dokumentiert (z.B. Egloff, 1972; Embley, 1975; Embley, Rabinowitz und Jacobi, 1978, Yoon und Chough, 1993; Cremer et al., 1993, Westall et al., 1993). Leider existieren nur sehr wenige Informationen über die Größenordnung umgelagerten Materials durch Konturströme. Die Daten von Wold (1992) zeigen, daß Sedimentdriftkörper zwar deutliche Steigerungen in den Sedimentakkumulationen erzeugen können, jedoch nicht in dem Maße, wie es notwendig wäre, um die in den Regionen beobachteten Raten an die gemessenen Flußfrachten anzupassen. Es ist daher unwahrscheinlich, daß dieser Punkt zu einer Fehleinschätzung der hier berechneten Sedimentakkumulationen geführt hat.

3. Die gegenwärtigen Erosionsraten sind tatsächlich erheblich niedriger als der langfristige plio-pleistozäne Mittelwert.

Tatsächlich könnten die Erosionsraten im Vergleich zum langfristigen Mittelwert im Holozän geringer geworden sein. Die gegenwärtige Wärmeperiode, ohne ausgedehnte Vergletscherungen könnte im Holozän für geringere Erosions- und Depositionsraten verantwortlich sein, als dies scheinbar im übrigen Plio- Pleistozän der Fall war. Kaltzeiten können durch verschiedene Mechanismen zu verstärkter Erosion in Landgebieten führen: Glaziale Erosion liefert Sedimente an die Schelfe; durch Meeresspiegeltiefstände werden

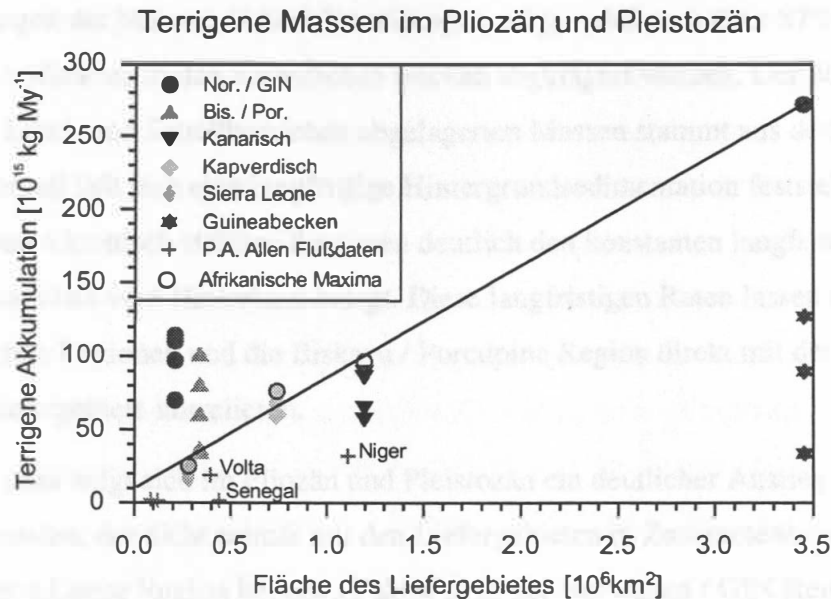


Abb. 49: Dargestellt sind die terrigenen Akkumulationsraten plio- pleistozäner Sedimente für 1 My-Intervalle im Vergleich mit der detritischen Fracht von Flüssen in den Regionen. Die von Allen (1997) angegebenen Daten wurden auf vergleichbare Werte hochgerechnet. Dargestellt sind Niger, Senegal, Volta, Loire und Garonne. Alle Flüsse weisen im Verhältnis zur Fläche ihrer Liefergebiete deutlich niedrigere Werte auf, als zu erwarten wäre. Auch im Verhältnis zu den langfristigen plio- pleistozänen Raten liegen die Flussfrachten deutlich unter dem Erwartungswert.

Schelfe auch in unvergletscherten Gebieten erodiert, Ausgleichsbewegungen nach dem Abschmelzen der Gletscher führen zu verstärkter Erosion.

Ob und welcher der genannten Faktoren dominant für die scheinbar geringen gegenwärtigen Raten detritischer Flußfracht ist, ist aus den vorliegenden Daten nicht abzuleiten. Vermutlich sind alle drei Faktoren daran beteiligt, können aber durch die unterschiedlichen Dimensionen der beteiligten Zeiträume im Rahmen dieser Untersuchung nicht aufgelöst werden. Um Rückschlüsse auf globale Zusammenhänge ziehen zu können, wäre es wichtig, die holozäne Variabilität der Flußfracht genauer rekonstruieren zu können. Nur dann können die känozoischen Akkumulationen mit heutigen Raten angemessen verglichen werden.

6 Schlußfolgerungen

Quantitative Aussagen über die Masse von Sedimenten in regionalen Gebieten und die Kenntnis der Größenordnungen der Faktoren, die sie erzeugt haben, sind eine wichtige Voraussetzung für die Abschätzung der paläotopographischen Verhältnisse früherer Zeiträume. Ein Ziel dieser Untersuchung war es, die relativen Größenordnungen der Faktoren, die zu Sedimentakkumulationen führen, abschätzen zu können, um mit Hilfe dieser Erfahrungen paläotopographische Modellrechnungen zu optimieren und zu verfeinern.

Die Auswertungen der Massen-/Alters-Verteilungen zeigen, daß weit über 87% der känozoischen Sedimente in den ozeanischen Becken abgelagert wurden. Der überwiegende Anteil der auf Land- und Schelfbereichen abgelagerten Massen stammt aus dem Paläogen. Für dieses Intervall läßt sich eine langfristige Hintergrundsedimentation feststellen, die besonders in den tektonisch stabilen Regionen deutlich den konstanten langfristigen Anteil detritischen Materials vom Hinterland belegt. Diese langfristigen Raten lassen sich für die westafrikanischen Regionen und die Biskaya / Porcupine Region direkt mit der Fläche der potentiellen Liefergebiete korrelieren.

Im Gegensatz dazu zeigt sich im Pliozän und Pleistozän ein deutlicher Anstieg der Akkumulationsraten, der nicht primär mit den Liefergebieten in Zusammenhang steht. Dieser liegt in der Sierra Leone Region bei etwa Faktor 2, in der Norwegen / GIN Region bei Faktor 3, in der Biskaya / Porcupine Region, der Kanarischen Region und der Kapverdischen Region bei Faktor 4 und in der Guineabecken Region bei Faktor 6.

Die Ursachen für diesen Anstieg sind einerseits regional, andererseits aber auch auf globale Gründe, wie die klimatischen Veränderungen im Neogen, zurückzuführen. Die Auswirkungen der alpidischen Orogenese zeigen sich in Form von verstärkten vulkanischen Aktivitäten im westafrikanischen und São Tomé Bereich ab dem mittleren Miozän. Die Öffnung im Bereich des Europäischen Nordmeeres und Hebungen in der skandinavischen Region führen ebenfalls zu hohen Akkumulationsraten. Zum anderen führt die anhaltende Abkühlung im Neogen zu einer verstärkten Erosion der Schelfe durch erhöhte Amplituden der Meeresspiegelschwankungen. Ferner spielt die verstärkte Erosion in den Beckenbereichen durch das Auftreten von Konturströmungen, die durch die Bildung von AABW und NADW angetrieben werden, ebenfalls eine Rolle. Weitere klimabedingte Gründe für hohe Akkumulationsraten könnten in der Gletscherbildung und glazialen isostatischen Effekten liegen. Alle verschiedenen Faktoren sind eng miteinander verzahnt, da die Erosion der Schelfe z.B. auch Vulkanprovinzen beeinflusst und damit von dort vulkanisches Material erodiert, das wiederum von Konturströmungen verdriftet wird.

Die relativen Anteile der einzelnen Faktoren sind dementsprechend sehr variabel und schwierig abzuschätzen. Der regionale vulkanische Einfluß in den westafrikanischen Regionen ist auf maximal $30 \cdot 10^{15}$ kg/My abzuschätzen, liegt aber in der Regel deutlich darunter. Diese Akkumulationen sind einerseits episodisch, wirken aber auch langfristig durch die Erosion der Vulkangebiete im Zuge von Meeresspiegelschwankungen.

Die klimatischen Faktoren haben mit Sicherheit den größten Einfluß auf die Steigerung der pliozänen und pleistozänen Akkumulationsraten. Dies wird durch die Abschätzung der Größenordnungen der übrigen Ursachen belegt, die andere Erklärungen ausschließt. Von den klimatischen Faktoren spielen Gletscher und isostatische Ursachen in den betrachteten Gebieten und in der betrachteten Dimension vermutlich keine oder nur eine untergeordnete Rolle. Um präzise Rückschlüsse auf deren Einfluß ziehen zu können, wäre es erforderlich, erheblich präzisere Massenverteilungen für glaziale Episoden in entsprechend geeigneten Regionen anzufertigen. Dies ist mit den mittlerweile verfügbaren sehr genauen Stratigraphien für das Pliozän vermutlich möglich, ist jedoch nicht Gegenstand dieser Untersuchung. Demgegenüber sind die Auswirkungen von Konturströmen und Meeresspiegelschwankungen deutlich ab dem späten Miozän festzustellen. Vermutlich liegt die Größenordnung von pliozänen und pleistozänen Sedimentdriftkörpern überall in den Regionen deutlich unter $3 \cdot 10^{15}$ kg/My und stellt den weniger bedeutenden der beiden Faktoren dar. Die Größenordnung der känozoischen Sedimente auf den Schelfen korreliert gut mit den pliozänen Akkumulationsraten, was auf einen engen Zusammenhang der Akkumulationen mit Meeresspiegelschwankungen hinweist. Insgesamt lassen sich über 50% der pliozänen Sedimentakkumulationen auf Meeresspiegelschwankungen zurückführen - in Regionen ohne vulkanischen Einfluß und Tendenz zu Sedimentdrift wie der Biskaya / Porcupine Region ist er vermutlich deutlich höher. Die pliozänen Sedimentakkumulationen zeigen in dieser Region einen deutlichen klimagesteuerten Verlauf mit einem kontinuierlichen Anstieg vom späten Miozän zum Pleistozän.

Die abgeschätzten pliozänen und pleistozänen Erosionsraten weichen deutlich von den gemessenen Flußfrachten heutiger Flüsse ab. Verglichen mit dem plio- pleistozänen Mittel sind die Daten für heutige Flüsse ausnahmslos beträchtlich zu niedrig. Die Ursachen dafür sind nicht eindeutig zu klären. Ein bedeutender anthropogener Faktor ist nicht auszuschließen, jedoch liegen die zum Vergleich betrachteten Flüsse nicht in Regionen, in denen dieser Einfluß eine große Rolle spielen sollte. Deutlich wird hingegen, daß es ohne genaue Kenntnis der Variabilität der Flußfrachten nur eingeschränkt möglich ist, aus rezenten Daten globale Zusammenhänge zu extrapolieren. Die Untersuchung zeigt, daß die potentielle Variabilität der Erosion im Känozoikum große Varianzen zuläßt. Es ist wahrscheinlich, daß diese in den kürzeren betrachteten Zeiträumen eher drastischer ausfallen. Es ist weiterhin nicht zu klären, ob die niedrigen Raten der Flußfrachten repräsentative Daten für ein langfristiges holozänes Mittel darstellen, oder ob die Methodik der Datenerhebung Schlüsse auf größere Zeiträume

nicht zuläßt. Für die globale Extrapolation eignen sich wahrscheinlich langfristige Mittelwerte über längere Zeiträume besser, als rezent gemessene Datenwerte.

Die sedimentologischen Abfolgen vergangener Zeitabschnitte können nicht als direkter Anzeiger heutiger Verhältnisse betrachtet werden. Um aber heutzutage wirkende Zusammenhänge abschätzen zu können, ist es unabdingbar, große Zeiträume zu betrachten und die daran beteiligten Prinzipien zu ermitteln. Ein Ziel muß es sein, die relative Bedeutung der verschiedenen beteiligten Faktoren abzuschätzen, die für die Erosion und Akkumulation von Sedimenten verantwortlich sind, um das System Erde im Detail verstehen zu können (variiert nach Hay et al., 1997: Climate: is the past the key to the future?).

7 Literatur

- Aichinger, A. (1997) *Beckenentwicklung des mittelnorwegischen Schelfes zwischen 64°N-65°N und 6°E-8°E im Tertiär: Sedimentlogie und Subsidenzgeschichte*. Dissertation, Christian-Albrechts-Universität, Kiel, 105 S.
- Allen, P.A. (1997) *Earth Surface Processes*. Blackwell Science, Oxford, UK, 404 S.
- Baker, V.R. (1994) Glacial to modern changes in global river fluxes. In: Hay, W.W., (Ed.), *Material Fluxes on the Surface of the Earth*, National Academy Press, Washington D.C., S. 46-60.
- Baldwin, B., Butler, C.O. (1985) Compaction curves. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69, S. 622-626.
- Barron, J.A. (1987) Diatomite: environmental and geologic factors affecting its distribution. In: Hein, J.R., (Ed.), *Siliceous sedimentary rock-hosted ores and petroleum*, Van Nostrand Reinhold Co., New York, S. 164-178.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Flynn, J.J. van Couvering, J.A. (1985) Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, S. 1407-1418.
- Berggren, W. A., Kent, D.V., Swisher, C.C. III, Aubry, M.P. (1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P., Hardenbol, J., (Eds), *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*, SEPM Special Publ. #54, S. 129-212.
- Boillot, G., Dupeuble, P.A., Malod, J. (1979) Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain. *Marine Geol.*, 32, S. 53-70.
- Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W. (1985) Galicia Margin. *DSDP Init. Rept. 103*, S. 3-18.
- Cande, S.C., Kent, D.V., (1992) A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 97, B10, S. 13917-13951.
- Cande, S.C., LaBrecque, J.L., Larson, R.L., Pitman, W.C. III, Golovchenko, X., Haxby, W.F. (1989) *Magnetic lineations of the world's ocean basins*. Am. Assoc. Petrol. Geol., 1 Karte.
- Carlson, R.L., Gangi, A.F., Snow, K.R. (1986) Empirical reflection travel time versus depth and velocity versus depth functions for the deep sea sediment column. *J. Geophys. Res.*, 91, B91, S. 8249-8266.

- Cox, A., Hart, R.B., (1986) *Plate Tectonics: How It Works*. Blackwell Scientific Publications, Oxford UK. 392 S.
- Cremer, M., Faugères, J.C., Grousset, F., Gonthier, E. (1993) Late Quarternary sediment flux on sedimentary drifts in the Northeast Atlantic. *Sed. Geol.* 82, S. 89-102.
- Crowley, T.J., North, G.R. (1991) *Palaeoclimatology*. Oxford University Press, 339 S.
- DeConto, R.M. (1993) *The tectonic control of the mass-age distribution of sediment in the western North Atlantic, Bay of Biscay and Labrador Sea*. Masters thesis. University of Colorado, Boulder.
- Diester-Haass, L., Zahn, R. (1996) Eocene-Oligocene transition in the Southern Ocean: History of water-mass circulation and biological productivity. *Geology*, 24, S. 163-166.
- Donovan, D.T., Jones, E.J.W., Ridd, M.F., Hubbard, J.A.E.B. (1979) Causes of world-wide changes in sea level: with discussion. *J. Geol. Soc. London*. 136, S. 187-193.
- Doré, A.G. (1992) The base Tertiary surface of southern Norway and the northern North Sea. *Norsk Geologisk Tidsskrift*. 72, S. 259-265.
- Egloff, J. (1972) Morphology of Ocean Basin Seaward of Northwest Africa: Canary Islands to Monrovia, Liberia. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 56, S. 694-706.
- Ehrmann, W.U. (1994) Die känozoische Vereisungsgeschichte der Arktis. *Polar Research Report*, Berichte zur Polarforschung 137, 152 S.
- Eldholm, O. (1991). Magmatic-tectonic evolution of a volcanic rifted margin. *Marine Geol.* 102, S. 43-61.
- Eldholm, O., Windisch, C.C. (1974) Sediment distribution in the Norwegian-Greenland Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.* 85, S. 1661-1676.
- Embley, W.M.P. (1975) *Studies of deep-sea sedimentation processes using high frequency seismic data. Dissertation*. Lamont Doherty Geol. Obs., 334 S.
- Embley, R.W., Rabinowitz, P.D., Jacobi, R.D. (1978) Hyperbolic echo zones in the eastern Atlantic and the structure of the southern Madeira Rise. *Earth Plane. Sci. Lett.*, 41, S. 419-433.
- Emery, K.O., Uchupi, E. (1984) *The geology of the Atlantic Ocean*, Springer Verlag, New York, 1050 S.

- Evamy, B.D., Haremboure, J., Kamerling, P., Knaap, W.A., Molloy, F.A., Rowlands, P.H. (1978). Hydrocarbon habitat of Tertiary Nigerdelta. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 62, S. 1-39.
- Faleide, J.I., Solheim, A., Fiedler, A., Hjelstuen, B.O., Andersen, E.S., Vanneste, K. (1996) Late Cenozoic evolution of the western Barents Sea-Svalbard continental margin. *Global Planet. Change*, 12, S. 53-74.
- Frakes, L.A. (1979) *Climates throughout geologic time*. Elsevier, Amsterdam, 310 S.
- Gataullin, V. (1996) Shallow seismic and borehole data – evidence for the last glaciation of the eastern Barents Sea. *QUEEN Workshop, Strasbourg / ESF*, Abstract.
- Choubert, G., Faure, M.A., (Eds.) (1976) *Atlas geologique du monde (UNESCO)*, 1/10.000.000.
- Gilluly, J. (1949) Distribution of mountain building in geologic time. *Geol. Soc. Am. Bull.* 60, S. 561-590.
- Görler, K., Helmdach, F.F., Gaemers, P., Heissig, K., Hinsch, W., Mädler, K., Schwarzahns, W., Zucht, M. (1988) The uplift of the central High Atlas as deduced from Neogene continental sediments of the Ouarzazate province, Morocco. *Lecture Notes in Earth Sciences*. 15, S. 481-499.
- Grimaud, S., Boillot, G., Collette, B.J., Mauffret, A., Miles, P.R., Roberts, D.B. (1982) Western extension of the Iberian-European plate boundary during the early Cenozoic (Pyrenean) convergence: a new model. *Marine Geol.* 45, S. 63-77.
- Grunau, H.R., Lehner, P., Cleintuar, M.R., Allenbach, P., Bakker, G. (1975) New radiometric ages and seismic data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands), and São Tomé (Gulf of Guinea). In: Borradaile, G.J., Ritsema, A.R., Rondeel, H.E., Simon, O.J., (Eds.), *Progress in geodynamics*, North-Holland Publ. Co.. Amsterdam, S. 90-118.
- Hadley, R.F., Schumm, S.A. (1961) Sediment sources and drainage basin characteristics in upper Cheyenne River basin. *U.S. Geol. Surv. Water Supply Pap.*, 1531-B.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, S. 1156-1167.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G., Smith, D.G. (1989) *A geologic time scale, 1989*. Cambridge Univ. Press. Cambridge, UK. 263 S.

- Harrison, C.G.A., Lindh, T. (1982) A polar wandering curve for North America during the Mesozoic and Cenozoic. *J. Geophys. Res.* 87, B87, S. 1903-1920.
- Hay, W.W., Southam, J.R. (1977) Modulation of marine sedimentation by the continental shelves. In: Andersen, N.R., Malahoff, A. (Eds.), *The fate of fossil fuel CO₂ in the oceans*, Plenum Press New York, S. 569-604.
- Hay, W.W., Behensky, J.F. (1981) The northern Gulf of Mexico as an anomalous passive margin. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, 31, S. 309-313.
- Hay, W.W. (1981) Sedimentological and geochemical trends resulting from the breakup of Pangaea. *Oceanol. Acta*, 4 Supplement, 135-147.
- Hay, W.W., Wold, C.N., Shaw, C.A. (1989) Mass-balanced paleogeographic maps: background and input requirements. In: Cross, T.A., (Ed.), *Quantitative Dynamic Stratigraphy*, Prentice-Hall, S. 261-275.
- Hay, W.W. (1994) Pleistocene-Holocene fluxes are not the earth's norm. in: Hay, W.W. (Ed.) *Material Fluxes on the Surface of the Earth*, National Academy Press, Washington D.C., S. 46-60.
- Hay, W.W., DeConto, R.M., Wold, C.N. (1997) Climate: Is the past the key to the future? *Geol. Rundsch.* 86, S. 471-491.
- Hay, W.W. (1998) Detrital sediment fluxes from continents to oceans. *Chem. Geol.* 145, S. 287-323.
- Hay, W.W., DeConto, R.M., Wold, C.N., Wilson, K.M., Voigt, S., Schulz, M., Wold-Rossby, A., Dullo, W.-C., Ronov, A.B., Balukhovsky, A.N., Söding, E. (in press) An alternative global Cretaceous paleogeography. In: Barrera, E., Johnson, C., (Eds.), *The Evolution of Cretaceous Ocean/Climate Systems*, Geol. Soc. Am. Special Publication.
- Hedberg, J.D. (1968) *A geological analysis of the Cameroon trend*. Dissertation, Princeton University, NJ, 231 S.
- Hoernle, K., Schmincke, H.U. (1993) The petrology of the tholeiites through melilite nephelinites on Gran Canaria, Canary Islands: crystal fractionation, accumulation, and depth of melting. *J. Petrol.*, 34, S. 573-578.
- Houtz, R.E. (1981) Comparison of sediment sound-velocity functions from conjugate margins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92, S. 262-267.

- Huang, Z., Gradstein, F.M. (1990) Depth-porosity relationship from deep sea sediments. *Scientific Drilling* 1, 4, S. 157-162.
- Jacobi, R.D., Hayes, D.E. (1982) Bathymetry, microphysiography and reflectivity characteristics of the West African margin between Sierra Leone and Mauritania. In: von Rad, U., Hinz, K., Sarnthein, M., Seibold, E. (Eds.), *Geology of the Northwest African continental margin*, Springer, Berlin, S. 182-212.
- Johnson, G.L., Heezen, B.C. (1967) Morphology and evolution of the Norwegian-Greenland Sea. *Deep-Sea Research*, 14, S. 755-771.
- Kennett, J.P. (1982) *Marine geology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 813 S.
- Kieken, M. (Ed.) (197?) *Geologie du bassin d'Aquitaine*. Bur. Rech. Géol. Minierès. Orléans, France.
- Le-Bas, M.J., Rex, D.C., Stillman, C.J. (1986) The early magmatic chronology of Fuerteventura, Canary Islands. *Geol. Mag.*, 123, S. 287-298.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., Francheteau, J., Sibuet, J.C. (1971) Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. *Technip*. Paris, France.
- Le Pichon, X., Sibuet, J.C. (1971) Western extension of boundary between European and Iberian plates during the Pyrenean orogeny. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, S. 83-88.
- Mangerud, J., Jansen, E., Landvik, J.Y. (1996) Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. *Global Planet. Change*, 12, S. 11-26.
- McCoy, F.W., Zimmerman, H.B. (1977) A history of sediment lithofacies in the South Atlantic Ocean. *Init. Repts. DSDP*, 39, S. 1047-1079.
- McDougall, I., Schmincke, H.U. (1977) Geochronology of Gran Canaria, Canary Islands: age of shield building volcanism and other magmatic phases. *Bull. Volcanol.* 40, S. 57-77.
- Meade, R.H., Parker, R.S. (1985) Sediment in rivers of the United States. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Pap.* 2275. S. 49-60.
- Mègnien, C., Mègnien, F., (Eds.) (1980) *Synthese géologique du Bassin de Paris*, Vol. II, Memoires du B.R.G.M.. 101.
- Milliman, J.D., Meade, R.H. (1983) World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.* 91, S. 1-21.
- Montadert, L., Roberts, D.G., et al. (1979) Site 401. *Init. Repts. DSDP*, 48, S. 73-117.

- Müller, R.D., Royer, J.Y., Lawver L.A. (1993) Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks. *Geology*, 21, S. 275-278.
- Polyak, L. (1996) Marine record of the last glacial cycle in the Barents and Kara Seas. *QUEEN Workshop, Strasbourg / ESF*, Abstract.
- Premoli-Silva, I., Boersma, A. (1988) Atlantic Eocene planktonic foraminiferal historical biogeography and paleohydrographic indices. *Palaeo., Palaeo., Palaeo.*, 67, S. 315-356.
- Roest, W.R., Srivastava, S.P. (1991) Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19, S. 613-616.
- Sarnthein, M., Thiede, J., Pflaumann, U., Erlenkeuser, H., Fütterer, D.K., Koopmann, B., Lange, H., Seibold, E. (1982) Atmospheric and oceanic circulation patterns off Northwest Africa during the past 25 million years. In: von Rad, U., Hinz, K., Sarnthein, M., Seibold, E. (Eds.), *Geology of the Northwest African continental margin*, Springer, Berlin, S. 545-604.
- Sarnthein, M., Faugères, J.C. (1993) Radiolarian contourites record Eocene AABW circulation in the equatorial East Atlantic. *Sed. Geol.* 82, S. 145-155.
- Schmincke, H.U. (1976) The geology of the Canary Islands. In: Kunkel-G (Ed.), *Biogeography and ecology in the Canary Islands*, S. 67-184.
- Shackleton, N., Boersma, A. (1981) The climate of the Eocene ocean. *J. Geol. Soc. London*, 138, S. 153-157.
- Sigmond, E.M. (1993): *Berggrunskart over Norge og kontinentalsokkelen*. 1:3.000.000, Norsk Geol. Unders.
- Southam, J.R., Hay, W.W. (1981) Global sedimentary mass balance and sea level changes. In: Emiliani, C., (Ed.), *The sea, V.7, The oceanic lithosphere*, S. 1617-1684.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J., Macnab, R. (1990) Motion of Iberia since the Late Jurassic; results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184, S. 229-260.
- Talwani, M., Eldholm, O. (1977) Evolution of the Norwegian-Greenland-Sea. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, S. 969-999.

- Torske, T. (1972) Tertiary oblique uplift of western Fennoscandia: Crustal warping in connection with rifting and break-up of the Laurasian Continent. *Bull. Norges Geol. Unders.*, 273, S. 43-48.
- Udintsev G.B. (Ed.) (1989) *Geophysical Atlas of the Atlantic Ocean*.
- Veizer, J., Jansen, S.L. (1979) Basement and sedimentary recycling and continental evolution. *J. Geol.* 87, S. 341-370.
- Vorren, T.O., Richardsen, G., Knutsen, S.M., Henriksen, E. (1991) Cenozoic erosion and sedimentation in the western Barents Sea. *Mar. Petrol. Geol.*, 8, S. 317-340.
- Westall, F., Rossi, S., Mascle, J. (1993) Current-controlled sedimentation in the Equatorial Atlantic: examples from the southern margin of the Guinea Plateau and the Romanche fracture zone. *Sed. Geol.* 82, S. 157-171.
- Wise, S.W., Breeza, J.R., Harwood, D.M., Wei W.C. (1991) Paleogene glacial history of Antarctica. In: McKenzie, J.A., Müller, O.W., Weissert, H., (Eds.), *Controversies in modern geology*, Academic Press, London, S. 133-171.
- Wold, C.N. (1992) *Paleobathymetry and sediment accumulation in the northern North Atlantic and southern Greenland-Iceland-Norwegian Sea*. Dissertation, Christian-Albrechts-Universität, Kiel, 255 S.
- Wold, C.N., Hay, W.W. (1993) Reconstructing the age and lithology of eroded sediment. *Geoinformatics*, Vol. 4, S. 137-144.
- Wolf-Welling, T.C.W., Brenner, W., Mienert, J., Thiede, J. (1997) SYNATLAN-Database: Biochronostratigraphy of Atlantic DSDP/ODP Drill Sites. Online im Internet: URL: <http://www.geomar.de/personal/twolf/SYNATLAN-home.html> [13.10.1997].
- Wolfe, J.A. (1985) Distribution of major vegetational types during the Tertiary. In: Sundquist, E.T., Broecker, W.S., (Eds.), *The carbon cycle and atmospheric CO₂, natural variations, Archean to Present*. Am. Geophys. Union, Washington DC, S. 357-375.
- Yoon, S.H., Chough, S.K. (1993). Sedimentary characteristics of late Pleistocene bottom-current deposits, Barents Sea slope off northern Norway. *Sed. Geol.* 82, S. 33-45.

8 Danksagung

Für die Vergabe der Arbeit und die intensive Betreuung danke ich ganz besonders Prof. W. W. Hay. Seine Geduld, stete Diskussionsbereitschaft und interessanten Anregungen haben mich in vielen Punkten stark beeinflußt. Es ist eine große Freude von ihm zu lernen und mit ihm zusammenzuarbeiten.

Auch Prof. J. Thiede, ohne dessen Unterstützung ich dieses Projekt nie hätte beginnen können gilt mein herzlicher Dank. Sein Einfluß und viele wichtige Hinweise verhalfen dieser Arbeit zu entscheidenden Verbesserungen.

Chris Wold half mir zu Beginn sehr beim Einstieg in die Materie und gab mir dadurch mehr wichtige Tips, als er wohl selbst vermutet. Dafür sei ihm ebenfalls herzlich gedankt.

Bei der Zusammenstellung der Informationen zu den Regionen war mir über eine lange Zeit Treg Reutiman eine große Hilfe. Dafür sei ihm an dieser Stelle gedankt. Ohne ihn wäre das Datenvolumen nicht in der Form zu bewältigen gewesen, wie es jetzt vorliegt.

Für ihre Hilfe bei der Korrektur und Überarbeitung dieser Arbeit danke ich ganz besonders Ortrud Runze, Warner Brückmann, Selma Lindner, Sascha Flögel und Markus Grimm. Ohne euch säße ich heute noch dran.

Zum Abschluß geht ein ganz großes „Danke schön“ an meine Freundin Doris Kroll, die mich in den vergangenen Jahren immer selbstlos in meiner Arbeit unterstützt und motiviert hat. Ihr Einsatz bei der Betreuung unseres Sohnes Frederick hat mich in den letzten Monaten wesentlich entlastet.

Anhang

Verwendete Lithologietypen

Eintragungen in den einzelnen Spalten:

1. Lithologie Code
2. Anteil Turbidite und Schlammströme [%]
3. Terrigener Anteil [%]
4. Karbonatischer Anteil [%]
5. Vulkanischer Anteil [%]
6. Chemischer Anteil [%]
7. Dichte
8. Kompaktionstyp (SS = Sand, LS = Kalk, SH = Ton, EV = keine Kompaktion)
9. Lithologische Bezeichnung

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|----|-----|-----|-----|-----|-----|--------|----|--------------------------|
| AK | 0 | 100 | 0 | 0 | 0 | 2.65e3 | SS | Arkose |
| AL | 0 | 70 | 30 | 0 | 0 | 2.68e3 | LS | Toniger Kalkstein |
| AN | 0 | 0 | 0 | 0 | 100 | 2.96e3 | EV | Anhydrit |
| AR | 0 | 0 | 100 | 0 | 0 | 2.71e3 | LS | Aragonit |
| BA | 0 | 0 | 0 | 100 | 0 | 3.03e3 | EV | Basalt |
| MC | 0 | 0 | 0 | 100 | 0 | 2.71e3 | EV | Kristallingesteine |
| BR | 100 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2.65e3 | SS | Brekzie |
| BS | 0 | 0 | 0 | 100 | 0 | 3.03e3 | EV | Basalt |
| CG | 100 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2.65e3 | SS | Konglomerat |
| CK | 0 | 10 | 90 | 0 | 0 | 2.71e3 | LS | Kreide |
| SA | 0 | 100 | 0 | 0 | 0 | 2.65e3 | SS | Sand |
| S0 | 0 | 95 | 05 | 0 | 0 | 2.65e3 | SS | Sand (0-10% Karbonat) |
| S1 | 0 | 85 | 15 | 0 | 0 | 2.65e3 | SS | Sand (10-20% Karbonat) |
| S2 | 0 | 75 | 25 | 0 | 0 | 2.65e3 | SS | Sand (20-30% Karbonat) |
| S3 | 0 | 65 | 35 | 0 | 0 | 2.65e3 | SS | Sand (30-40% Karbonat) |
| S4 | 0 | 55 | 45 | 0 | 0 | 2.66e3 | SS | Sand (40-50% Karbonat) |
| CL | 0 | 100 | 0 | 0 | 0 | 2.65e3 | SH | Ton |
| C0 | 0 | 95 | 05 | 0 | 0 | 2.65e3 | SH | Ton (0-10% Karbonat) |
| C1 | 0 | 85 | 15 | 0 | 0 | 2.65e3 | SH | Ton (10-20% Karbonat) |
| C2 | 0 | 75 | 25 | 0 | 0 | 2.65e3 | SH | Ton (20-30% Karbonat) |
| C3 | 0 | 65 | 35 | 0 | 0 | 2.65e3 | SH | Ton (30-40% Karbonat) |
| C4 | 0 | 55 | 45 | 0 | 0 | 2.66e3 | SH | Ton (40-50% Karbonat) |
| M5 | 0 | 45 | 55 | 0 | 0 | 2.66e3 | LS | Mergel (50-60% Karbonat) |
| M6 | 0 | 35 | 65 | 0 | 0 | 2.67e3 | LS | Mergel (60-70% Karbonat) |
| M7 | 0 | 25 | 75 | 0 | 0 | 2.67e3 | LS | Mergel (70-80% Karbonat) |

| | | | | | | | | |
|----|-----|-----|-----|-----|-----|--------|----|---------------------------|
| M8 | 0 | 25 | 85 | 0 | 0 | 2.68e3 | LS | Mergel (80-90% Karbonat) |
| M9 | 0 | 05 | 95 | 0 | 0 | 2.68e3 | LS | Mergel (90-100% Karbonat) |
| LS | 0 | 0 | 100 | 0 | 0 | 2.71e3 | LS | Kalkstein |
| CP | 0 | 100 | 0 | 0 | 0 | 2.65e3 | SH | Pelagischer Ton |
| CT | 0 | 0 | 100 | 0 | 0 | 2.27e3 | EV | Chert |
| DL | 0 | 0 | 100 | 0 | 0 | 2.79e3 | LS | Dolomit. Kalkstein |
| DM | 0 | 0 | 100 | 0 | 0 | 2.87e3 | LS | Dolomit |
| GC | 0 | 0 | 0 | 0 | 100 | 2.30e3 | SS | Glaukonit |
| GK | 0 | 100 | 0 | 0 | 0 | 2.65e3 | SS | Grauwacke |
| GV | 0 | 100 | 0 | 0 | 0 | 2.65e3 | SS | Kies |
| GY | 0 | 0 | 0 | 0 | 100 | 2.31e3 | EV | Gips |
| LM | 0 | 0 | 100 | 0 | 0 | 2.71e3 | LS | Kalk |
| MR | 0 | 50 | 50 | 0 | 0 | 2.68e3 | LS | Mergel |
| MS | 0 | 90 | 10 | 0 | 0 | 2.65e3 | SH | Kalkmergel |
| NA | 0 | 0 | 0 | 0 | 100 | 2.16e3 | EV | Halit |
| SC | 0 | 50 | 50 | 0 | 0 | 2.68e3 | LS | Sandiger Kalkstein |
| SH | 0 | 100 | 0 | 0 | 0 | 2.65e3 | SH | Tonstein |
| SJ | 0 | 100 | 0 | 0 | 0 | 2.65e3 | SS | Klastisches Sediment |
| SL | 0 | 0 | 0 | 0 | 100 | 2.48e3 | EV | Salz |
| SO | 0 | 0 | 100 | 0 | 0 | 1.89e3 | LS | Kieselschlämme |
| SS | 0 | 100 | 0 | 0 | 0 | 2.65e3 | SS | Sandstein |
| ST | 0 | 100 | 0 | 0 | 0 | 2.65e3 | SS | Silt |
| TB | 100 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2.65e3 | SS | Turbidit |
| TF | 0 | 0 | 0 | 100 | 0 | 2.65e3 | SH | Tuff |
| TS | 0 | 50 | 0 | 50 | 0 | 2.65e3 | SH | Tuffit |
| TI | 0 | 0 | 100 | 0 | 0 | 2.65e3 | SH | Tillit |
| VA | 0 | 0 | 0 | 100 | 0 | 2.65e3 | SS | Vulkanische Aschen |
| VU | 0 | 0 | 0 | 100 | 0 | 2.65e3 | SS | allg. Vulkanisch |